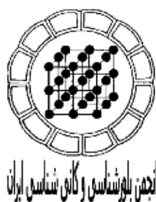
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۱۲۹ تا ۱۴۸



بررسی‌های کانی‌شناسی، دگرسانی و میانبارهای سیال رخداد کانه‌زایی ییلاق قره‌چی، شمال غرب اهر، شمال غرب ایران

رزگار فرامرزی*[۱]، صمد علیپور[۱]، فاضل خالقی[۲]، علی عابدینی[۱]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

۲- گروه زمین‌شناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۲/۲۱، نسخه نهایی: ۹۹/۴/۱۴)

چکیده: نشانه معدنی ییلاق قره‌چی به عنوان بخشی از کمربند فلززایی ارسباران در ۲۵ کیلومتری شمال غرب اهر، استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع است. سنگ‌های درونگیر این نشانه شامل توده‌های نفوذی مرکب با ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و دیوریت به سن الیگوسن و الیگومیوسن هستند. پهنه‌های دگرسانی در این منطقه به طور عمده شامل پتاسیمی، فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک، سیلیسی و کربناتی هستند. کانه‌زایی بیشتر به صورت‌های پراکنده، رگه-رگچه‌ای متقاطع و جانشینی در دو مرحله جداگانه درونزاد و برونزاد رخ داده است. پیریت کانی سولفیدی عمده درونزاد است که با کانی‌های مگنتیت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، اسفالریت و گالن همراهی می‌شود. مهمترین کانی‌های برونزاد در این منطقه شامل هماتیت، گوتیت، لیمونیت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت هستند که مجموعه کانی‌های درونزاد را همراهی می‌کنند. در بررسی‌ها پنج نوع میانبار سیال تک فاز مایع (L)، تک فاز بخار (V)، دو فازی غنی از مایع (L+V)، دو فازی غنی از بخار (V+L) و چند فازی جامد (L+V+S) در رگه- رگچه‌های کوارتز- سولفیدی همراه با دگرسانی‌های پتاسیمی، فیلیک و آرژیلیک، شناسایی شدند. دمای همگن شدگی میانبارهای سیال مورد بررسی در گستره ۱۹۰ تا ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند و ذوب آخرین بلور یخ در میانبارهای سیال دو فازی و ذوب هالیت در میانبارهای سیال چند فازی نشان‌دهنده شوری ۰٫۴ تا ۵۹٫۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است. بر اساس نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال، جوشش دوره‌ای و رقیق‌شدگی توسط آب‌های زیرزمینی با خاستگاه جوی سازوکار اصلی در گسترش و تکامل این نشانه محسوب می‌شود. ویژگی‌ها و الگوی منطقه‌بندی دگرسانی، کانه‌زایی و میانبارهای سیال نشان می‌دهد که نشانه معدنی ییلاق‌قره‌چی دارای بیشترین شباهت با ذخایر مس پورفیری و رگه‌های چندفلزی وابسته به آن است.

واژه‌های کلیدی: *کانه‌زایی؛ دگرسانی؛ میانبارهای سیال؛ ییلاق قره‌چی؛ اهر.*

مقدمه

کانسارهای گرمابی به عنوان یکی از مهم‌ترین انواع کانسارها حدود ۱۰۰ درصد فلزاتی چون سرب، روی، مولیبدن، نقره و ۶۰ تا۹۰ درصد مس، طلا و اورانیوم مورد نیاز جهان را تأمین می‌کنند [۱]. این گروه مهم از کانسارها با وجود رخداد در گستره وسیعی از خاستگاه‌ها و محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت، از طریق ته‌نشست فلزات یا کانه‌ها از یک سیال آبگین داغ تشکیل می‌شوند [۱]. میانبارهای سیال به عنوان فسیلی از این سیال‌های آبگین داغ، شواهد ارزشمندی هستند که دما، شوری، چگالی، ترکیب شیمیایی و فشار سامانه‌های گرمابی را طی میلیون‌ها سال در خود نگه می‌دارند و بررسی آن‌ها از مفیدترین روش‌ها در بازسازی سامانه گرمابی و تکامل سیال‌های مسئول کانه‌زایی و دگرسانی است [۲]. بررسی اصولی الگوی توزیع میانبارهای سیال وابسته به کانه‌زایی و تفسیر

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۸۷۸۱۵۹۵، نمابر: ۳۲۷۷۶۷۰۷ (۰۴۴)، پست الکترونیکی: Rz_63@yahoo.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

داده‌های مربوط به نتایج ریز دماسنجی آن‌ها افزون بر اهمیت علمی، از نظر اکتشافی و اقتصادی نیز اهمیت دارد، به‌طوری‌که در کانسارهای مس پورفیری به عنوان یکی از مهمترین کانسارهای گرمابی و منبع اصلی تولید مس و مولیبدن در جهان، الگوی توزیع میانبارهای سیال نشان دهنده منطقه بندی عمودی و جانبی است [۳]. این الگوی توزیع رابطه معنی‌داری با منطقه‌بندی دگرسانی و کانه‌زایی در این سامانه‌ها دارد که از آن می‌توان برای تعیین سطح فرسایش و راهنمایی اکتشافی در تشخیص بخش‌های دربردارنده کانه‌زایی اقتصادی استفاده کرد [۱، ۳، ۴، ۵].

نشانه معدنی ییلاق قره‌چی به عنوان بخشی از کمربند مس پورفیری ارسباران با مختصات جغرافیایی ۰۷ً ۰َ ۴۷° طول شرقی و ۴۸ً ۳۹َ ۳۸° عرض شمالی در ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان اهر و ۹ کیلومتری شرق کانسار مس- طلا پورفیری علی‌جواد [۶] واقع است (شکل ۱) [۷-۱۰]. بررسی‌های انجام شده بر این نشانه و مناطق پیرامون آن تنها شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان و کلیبر، حفر ترانشه و حفاری ۷ گمانه اکتشافی به روش مغزه‌گیری با مجموع مساحت ۱۸۱۸ متر به عمق حد بیشینه ۴۶۱ متر در قالب پروژه اکتشاف فلزات پایه و گرانبها توسط بخش خصوصی است [۱۱] و اطلاعات جامع و دقیقی درباره ویژگی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌نگاری آن وجود ندارد. در این پژوهش، میانبارهای سیال موجود در رگه- رگچه‌های کوارتز- سولفیدی همراه با دگرسانی‌های پتاسیمی، فیلیک و آرژیلیک بررسی شدند و بر اساس نتایج ریزدماسنجی آن‌ها، شرایط دما، فشار و ترکیب شیمیایی سیال ماگمایی-گرمابی مسئول کانه‌زایی و دگرسانی طی عمر سامانه گرمابی بازسازی شد. سرانجام با ترکیب نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال و بررسی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌نگاری، شرایط فیزیکو-شیمیایی، خاستگاه و روند تکامل سیال‌های گرمابی مسئول کانه‌زایی فلزات پایه مشخص شد.

روش بررسی

به منظور تعیین ماهیت کانی‌سازی و دگرسانی گرمابی، مطالعات در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش صحرایی، زمین‌شناسی منطقه، دگرسانی‌های گرمابی، کانه‌زایی و چگونگی ارتباط آن‌ها با سنگ‌های درونگیر مورد بررسی قرار گرفت و نمونه‌برداری اصولی از رگه‌های سیلیسی، پهنه‌های دگرسانی و سنگ دیواره سالم و کمتر دگرسان شده سطحی و مغزه‌های حفاری انجام شد. در بررسی های آزمایشگاهی، ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی کانسنگ، سنگ میزبان و مجموعه‌های دگرسانی به روش مرسوم میکروسکوپی برای ۷۵ مقطع نازک- صیقلی و ۲۵ مقطع صیقلی تعیین گردید. برای تعیین فازهای کانیایی غیر قابل تشخیص در پهنه-های دگرسانی، تعداد ۱۰ نمونه به روش پراش پرتو ایکس (XRD) در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران بررسی شدند که با ترکیب نتایج این بررسی‌ها، توالی همایندی کانی-سازی و مجموعه‌های دگرسانی گرمابی تعیین شد. به منظور بررسی میانبارهای سیال، تعداد ۲۰ نمونه از رگه-رگچه‌های سطحی و عمقی کوارتز- سولفیدی پرکننده شکستگی‌ها و فضاهای خالی توده‌های نفوذی گرانودیوریتی، کوارتز مونزونیتی و دیوریتی دگرسان شده که کانی کوارتز مهم‌ترین همبرزاد با کانه‌زایی است، انتخاب گردید و مقطع دوبر صیقل آن‌ها با ضخامت حدود ۱۰۰ میکرون تهیه شد. سپس با انجام بررسی-های دقیق سنگ‌نگاری، ۱۰ مقطع برای ریزدماسنجی در آزمایشگاه دانشگاه پیام نور واحد تبریز انتخاب شدند. در این آزمایشگاه، پارامترهای دمایی به کمک اشکوب گرم کننده و منجمد کننده لینکام مدل THMS600 نصب شده بر میکروسکوپ المپیوس BX60، مطالعه شدند. برای تنظیم دستگاه از استانداردهای نیترات سدیم با نقطه ذوب ۳۰۸°C+ و تتراکلریدکربن با نقطه ذوب ۲۲٫۹۹ °C- استفاده شد.

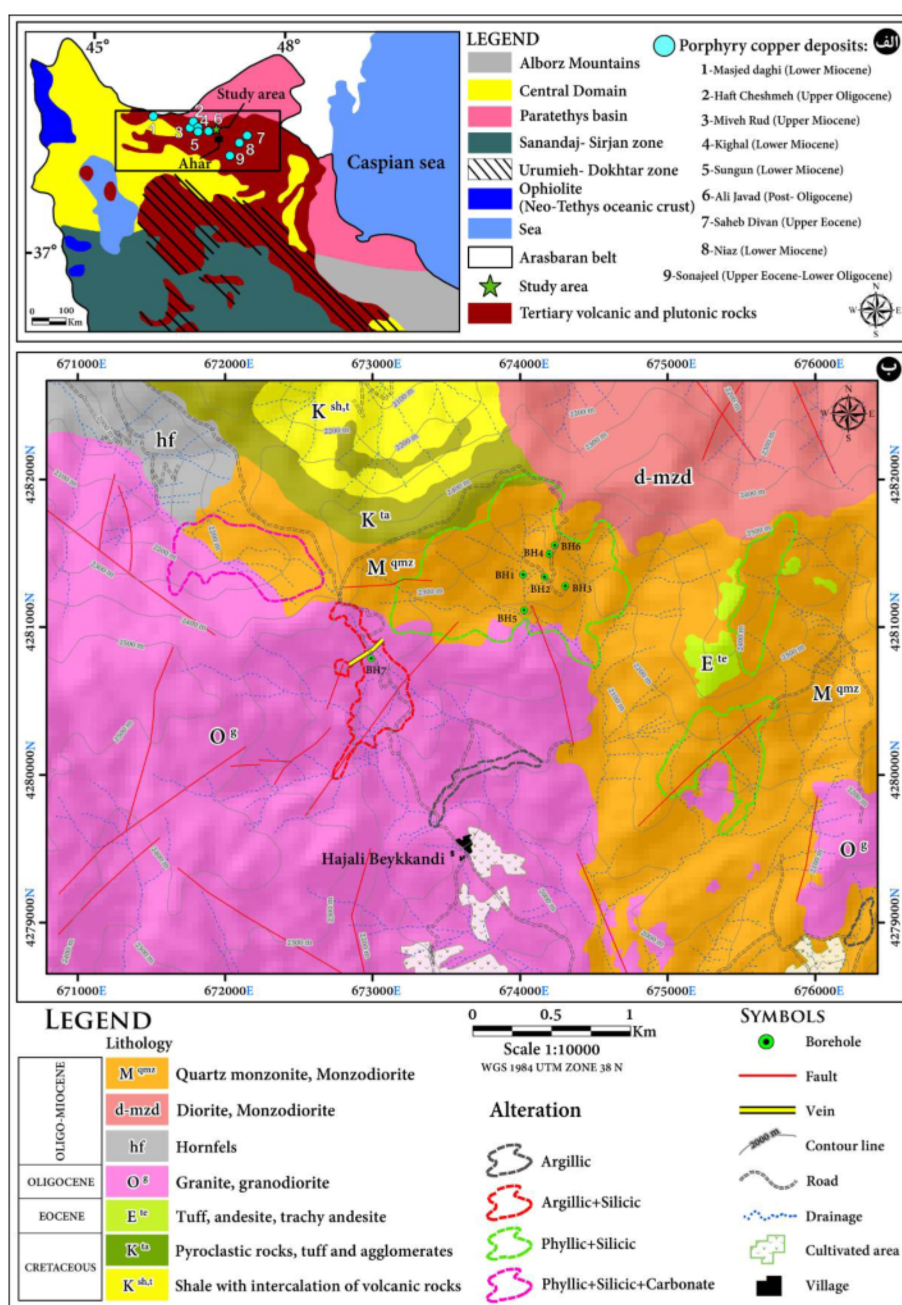
بحث و بررسی

زمین‌شناسی عمومی و سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی وابسته به کانه‌زایی

کمربند مس پورفیری ارسباران در شمال غربی ایران و بخش-های مرکزی کمربند کوهزایی و فلززایی آلپ- هیمالیا واقع است (شکل ۱ الف). این کمربند با عرض تقریبی ۸۰ کیلومتر و طولی بیش از ۴۰۰ کیلومتر، از سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی کرتاسه و توده‌های نفوذی سنوزوئیک تشکیل شده است. نفوذ طیف گسترده‌ای از توده‌های نفوذی با ماهیت و سن‌های متفاوت طی ائوسن- میوسن [۱۲، ۱۳] منجر به تشکیل دگرسانی‌های گسترده با کانه‌زایی مختلف چون کانسارهای پورفیری، اسکارن و فراگرمایی در طول این کمربند شده است [۱۴]. در کمربند ارسباران، فعالیت‌های ماگمایی با توده‌های نفوذی آهکی قلیایی به سن ائوسن پایانی آغاز شده [۱۵] و با

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

توده‌های نفوذی شوشونیتی به سن اولیگوسن پایانی- میوسن پیشین ادامه می‌یابد [۱۳، ۱۶]. میوسن پایانی در این کمربند با گنبدهای آداکیتی مشخص می‌شود [۱۶]. کانه‌زایی مس پورفیری در این کمربند در اصل با توده‌های نفوذی ائوسن میانی- میوسن پیشین همراه است و از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به کانسارهای مس پورفیری سونگون، هفت چشمه، مسجد داغی، سوناجیل، صاحب‌دیوان، کیقال، نیاز و علی‌جواد اشاره کرد (شکل ۱ الف). بر اساس نتایج سن سنجی، این کانسارها طی سه دوره ائوسن پایانی (صاحب دیوان)، الیگوسن میانی (هفت چشمه) و میوسن پیشین (سونگون، مسجد داغی، کیقال و نیاز) تشکیل شده‌اند، که از این میان، دوره آخر (۲۰- ۲۲ میلیون سال پیش) از اهمیت اقتصادی بیشتری برخوردار است [۱۰، ۱۲].



شکل ۱ الف) نقشه پهنه‌های ساختاری شمال غرب ایران [۷-۹] و جایگاه کمربند مس پورفیری ارسباران بر آن [۱۰]، ب) نقشه زمین شناسی تهیه شده با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ برای منطقه ییلاق قره‌چی به همراه بروزند پهنه‌های دگرسانی.

گستره ییلاق قره‌چی به عنوان بخشی از کمربند مس پورفیری ارسباران در داخل و بخش‌های شمالی توده نفوذی شیورداغ واقع است. فعالیت‌های ماگمایی در این گستره به طور عمده شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی متوسط تا فلسیک است (شکل ۱ ب). توده‌های نفوذی الیگوسن و الیگومیوسن واحدهای رسوبی، آتشفشانی و آذرآواری کرتاسه را قطع کرده و توسط واحدهای آذرآواری و آتشفشانی پلیو-کواترنری پوشیده شده‌اند. این توده‌ها دارای ساخت مرکب هستند که بر اثر تپش‌های متعدد ماگما ایجاد شده‌اند و ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها از گرانیت تا دیوریت متغیر است. بر اساس نتایج سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و روابط صحرایی در گستره مورد بررسی، دو فاز ماگمایی گرانیتی- گرانودیوریتی با ماهیت آهکی-قلیایی پتاسیم بالا (۳۱ میلیون سال) و فاز کوارتز مونزونیتی، مونزودیوریتی و دیوریتی با گرایش شوشونیتی (۲۳ میلیون سال) قابل تفکیک است که با نتایج سنگ‌شناسی و سن سنجی توده‌های نفوذی بخش‌های شرقی نوار قره‌داغ- شیورداغ همخوانی دارد [۱۴، ۱۶]. توده نفوذی گرانودیوریتی به عنوان قدیمی‌ترین توده نفوذی رخنمون یافته دارای بیشترین گسترش سطحی بوده و در بخش‌های شمالی و شرقی (شکل ۱ ب) توسط توده‌های نفوذی جوانتر با ترکیب سنگ‌شناسی کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت و دیوریتی احاطه شده است که در ادامه نتایج بررسی‌های سنگ‌شناسی آن‌ها بیان می‌شود.

توده نفوذی گرانیتی- گرانودیوریتی (O^g): گسترده‌ترین واحد نفوذی رخنمون یافته در منطقه‌ی ییلاق قره‌چی، فاز قدیمی‌تر توده نفوذی شیورداغ با ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت تا گرانودیوریت است که در بخش‌های شرقی، جنوبی و جنوب غربی گستره مورد بررسی رخنمون دارد (شکل ۱ ب). این توده نفوذی دارای رنگ ظاهری خاکستری روشن و فلدسپارهای پتاسیم صورتی رنگ با اندازه ۲ تا ۴۰ میلی‌متر و بافت دانه‌ای متوسط تا درشت بلور و پورفیری است. از مهمترین کانی‌های آن می‌توان به درشت بلورهای خودریخت و نیمه خودریخت فلدسپار پتاسیم، کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت اشاره کرد. مگنتیت و اسفن (با فراوانی کمتر از ۲ درصد) به صورت فرعی حضور دارند. تزریق این توده به درون مجموعه‌های آواری، رسوبی و آتشفشانی کرتاسه، سبب ایجاد واحدهای دگرگونی گرمایی و تشکیل هورنفلس و اسکارن در بخش‌های شمال غربی گستره مورد بررسی شده است. گسل‌ها و شکستگی‌هایی با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی توده نفوذی گرانودیوریتی را قطع کرده و محل مناسبی برای تزریق محلول‌های گرمابی به وجود آورده‌اند. عبور سیال‌های گرمابی در راستای گسل‌ها و شکستگی‌ها افزون بر ایجاد دگرسانی آرژیلی و سیلیسی، موجب نهشته شدن کانه‌های فلزی به صورت رگه‌ای با ضخامت ۰٫۲ تا ۱ متر شده است.

توده نفوذی کوارتز مونزونیتی- مونزودیوریتی (M^{qmz}): این توده به عنوان جوانترین واحد نفوذی گستره مورد بررسی، دارای بافت دانه‌ای و گاهی پورفیری بوده و از نظر ترکیب سنگ‌شناسی کوارتز مونزونیتی تا مونزودیوریتی است. کانی‌های موجود در این توده شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت و کانی‌های کدر هستند و دگرسانی فراگیر آن‌ها گاهی تشخیص سنگ اولیه را دشوار می‌سازد. این توده افزون براینکه دستخوش تحمل دگرسانی‌های سریسیتی متوسط تا شدید، سیلیسی- تورمالینی و گاهی آرژیلی ضعیف تا متوسط، سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، اسفالریت و گالن به صورت پراکنده و رگه- رگچه‌ای است. بر اساس نتایج بررسی های صحرایی و حفر گمانه‌های اکتشافی به روش مغزه‌گیری، مرز غربی این توده با توده نفوذی گرانودیوریتی کاملاً تند و مشخص است و در دیواره دره‌ها به صورت زبانه‌هایی درون توده نفوذی گرانودیوریتی دیده می‌شوند که نشان دهنده جوانتر بودن این توده است. ترکیب سنگ-شناسی توده‌های نفوذی کوارتزمونزونیتی در راستای شمال-شرقی و عمقی به تدریج مونزودیوریتی و دیوریتی شده که به احتمال بسیار نیز ماگما با توده درونگیر دیوریتی بوده است و فاز تأخیری آن محسوب می‌شود. بنابراین، به نظر می‌رسد که توده‌های نفوذی کوارتزمونزونیتی و دیوریتی از یک اتاق ماگمایی واحد صعود کرده و در سنگ‌های درونگیر وابسته به کرتاسه پسین و توده‌های نفوذی گرانودیوریتی مربوط به فاز ماگمایی قدیمی‌تر شیورداغ جای‌گیری کرده‌اند. با تداوم دگرگونی‌های ماگمایی- گرمابی، کانه‌زایی گسترده‌ای در هر دو توده نفوذی به عنوان میزبان اصلی کانه‌زایی به وجود آمده است.

توده نفوذی دیوریتی (d-mzd): این واحد از نظر ترکیب سنگ‌شناسی مونزودیوریتی تا دیوریتی بوده و با ظاهری تیره رنگ دارای بافت دانه‌ای، پوئی‌کلیتیک، پورفیری و درشت بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است. پلاژیوکلاز از نظر

ترکیب در حد اولیگوکلاز بوده و گاهی دارای ماکل چندریخت است و دستخوش دگرسانی سریسیتی و کربناتی شده است. آمفیبول از نوع هورنبلند است و بیوتیت‌های اولیه اغلب به صورت درشت بلورهای پراکنده در متن سنگ دیده می‌شوند. دگرسانی پتاسیمی در این واحد نفوذی توسط بیوتیت‌های ثانویه متوسط تا ریز بلور با رنگ قهوه‌ای روشن مایل به سبز به صورت انباشته‌های ناشی از بازتبلور بیوتیت‌های اولیه و جانشینی انتخابی هورنبلند مشخص می‌شود. کوارتز نیز اغلب به صورت رگچه‌ای و گاهی ریز دانه در زمینه سنگ دیده می‌شود. از مهمترین کانی‌های فرعی می‌توان به زیرکن، اسفن و کانی-های کدر اشاره کرد. در اثر دگرسانی پروپیلیتیک ضعیف تا متوسط و حضور کانی‌های کلریت و اپیدوت این واحد در صحرا به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز دیده می‌شود. وجود دگرسانی پروپیلیتیک در این توده، تقدم آن را نسبت به توده-های کوارتز مونزونیتی و مونزدیوریتی ثابت می‌نماید.

دگرسانی‌های گرمابی و کانی‌شناسی کانسنگ

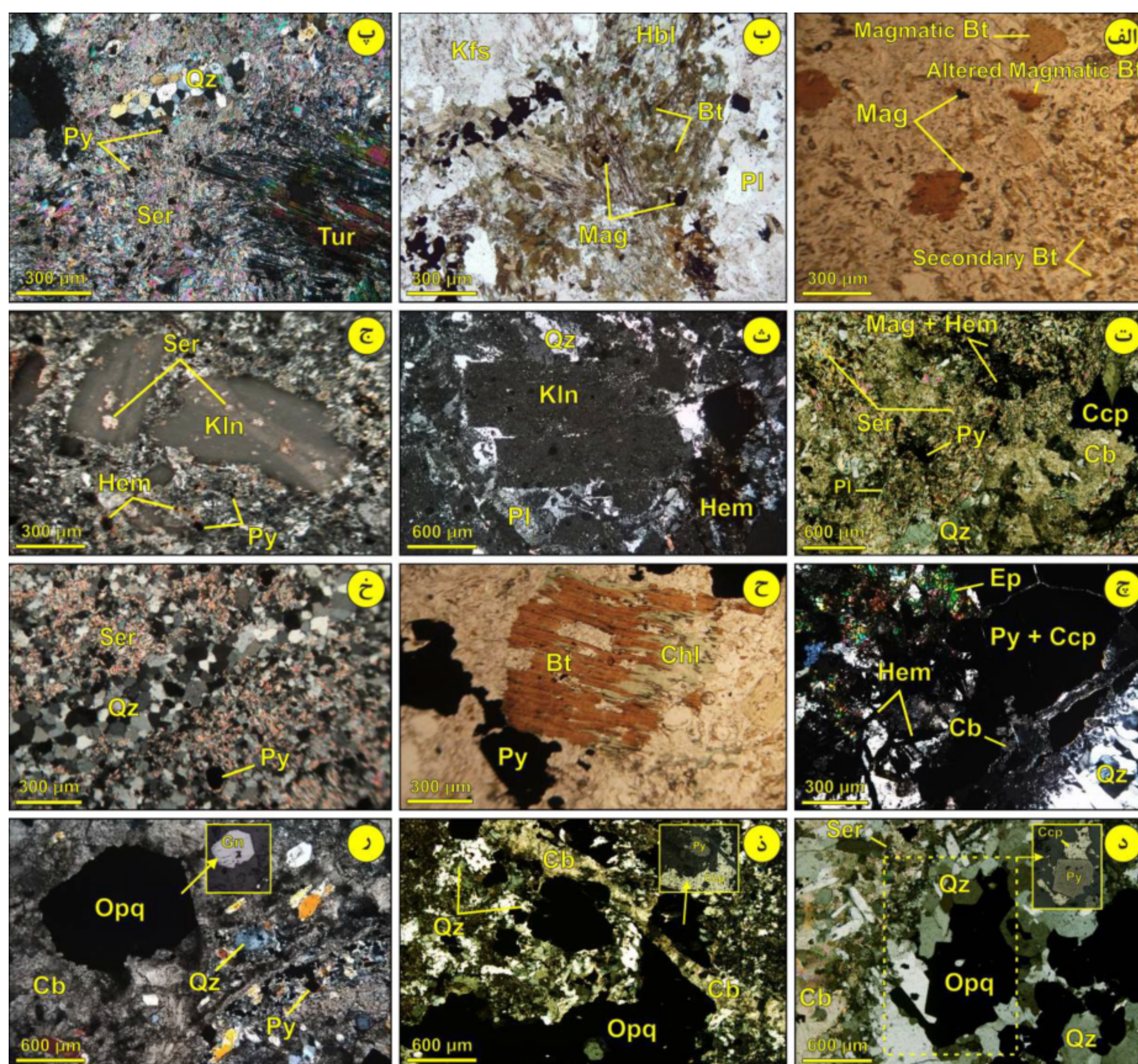
سیال‌های ماگمایی- گرمابی برآمده از توده‌های نفوذی کوارتز مونزونیتی، مونزودیوریتی و دیوریتی گستره ییلاق قره‌چی کانه-زایی و دگرسانی‌های گرمابی گسترده‌ای را به دو صورت جانشینی درون کانی‌های پیشین و نهشت مستقیم در فضاهای خالی و شکستگی‌ها ایجاد کرده‌اند. کانی‌های بیوتیت ثانویه، کوارتز، سریسیت، تورمالین، کائولینیت، ایلیت، کلسیت، دولومیت، کلریت و اپیدوت از مهم‌ترین کانی‌های شناسایی شده در مجموعه‌های دگرسانی هستند که با دگرسانی‌های پتاسیمی، فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک، سیلیسی و کربناتی شدن شامل کانه‌زایی کوارتز-سولفیدی و کربناتی- سولفیدی در منطقه مشخص می‌شوند.

دگرسانی پتاسیمی: بیوتیت و فلدسپار پتاسیم ثانویه در دگرسانی پتاسیمی کانسارهای پورفیری، هیچ رابطه زمانی و مکانی ثابتی با هم ندارند و با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی و فعالیت پتاسیم به آهن، ممکن است به صورت دگرسانی‌های بیوتیتی یا فلدسپار قلیایی دیده شوند [۱۷]. در گستره ییلاق قره‌چی، این دگرسانی با بیوتیت‌های ثانویه متوسط تا ریز بلور با رنگ ظاهری قهوه‌ای روشن مایل به سبز به صورت پراکنده (شکل ۲ الف)، جانشینی انتخابی هورنبلند (شکل ۲ ب) و انباشته های ناشی از دگرسانی و بازتبلور بیوتیت‌های اولیه در توده‌های نفوذی دیوریتی و مونزودیوریتی عمقی مشخص می‌شود. مگنتیت به صورت پراکنده و همنشینی با پیریت، کالکوپیریت و انیدریت در زمینه سنگ، رگچه‌های کوارتز- سولفیدی تشکیل شده توسط محلول‌های آهن‌دار (شکل‌های ۳ الف تا ت) و جانشینی در درشت بلورهای هورنبلند و بیوتیت دیده می‌شود (شکل ۲ ب). ساختار نامنظم و ضخامت کمتر از ۱ سانتی‌متر کانه‌زایی رگچه-ای کوارتز، مگنتیت، کالکوپیریت و پیریت در این دگرسانی نشان دهنده تشکیل آن در دمای بالا و شرایط خمیری (غالب بودن فشار سنگ ایستایی) پس از تبلور استوک پورفیری دیوریتی است. در مراحل پایانی، این دگرسانی در بازنهشت[1] با دگرسانی فیلیک دیده می‌شود [۱۸].

دگرسانی فیلیک: گسترده‌ترین دگرسانی گرمابی در منطقه مورد بررسی دگرسانی فیلیک است که به رنگ سفید مایل به خاکستری روشن همراه با شبکه بهم پیوسته‌ای از کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای مس، مولیبدن، سرب و روی مشخص می‌شود. این دگرسانی محدود به توده‌های نفوذی کوارتز مونزونیتی و مونزودیوریتی بوده و به طور عمده از کانی‌های کوارتز، سریسیت، پیریت، تورمالین، مسکویت به همراه مقادیر جزئی مگنتیت، کانی‌های رسی و کربنات‌ها تشکیل شده است (شکل ۲ پ). سریسیت کانی غالب این دگرسانی بوده (۱۰ تا ۶۰ درصد) و به طور عمده جانشین درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کانی‌های فرومنیزین و گاه زمینه سنگ شده است و دارای بیشترین فراوانی پیرامون رگه-رگچه‌هاست (شکل ۲ ت). پیریت به عنوان اصلی‌ترین کانی سولفیدی این دگرسانی، به صورت پراکنده، رگه- رگچه‌ای متقاطع همراه با کوارتز، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و مولیبدنیت دیده می‌شود (شکل‌های ۳ ث تا ح). از ویژگی‌های بارز اسفالریت‌ها در رگه- رگچه‌های کوارتز سولفیدی در مقاطع میکروسکوپی می‌توان به رشد تماسی اسفالریت با گالن و پراکندگی کالکوپیریت به صورت حباب‌های در متن و پیرامون آن اشاره کرد؛ این بافت بیماری کالکوپیریت نامیده می‌شود. جانشینی کنترلی- انتشاری آهن توسط مس در اسفالریت‌های غنی از آهن، ذوب بخشی سولفیدها طی فرآیند دگرگونی و ته‌نشینی هم‌زمان اسفالریت و کالکوپیریت از مهم-ترین فرآیندهای معرفی شده برای تشکیل این بافت به شمار می‌آیند [۱۹]. از آنجا که بافت بیماری کالکوپیریت در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد آغاز می‌شود [۲۰]، می‌تواند

1- Overprint

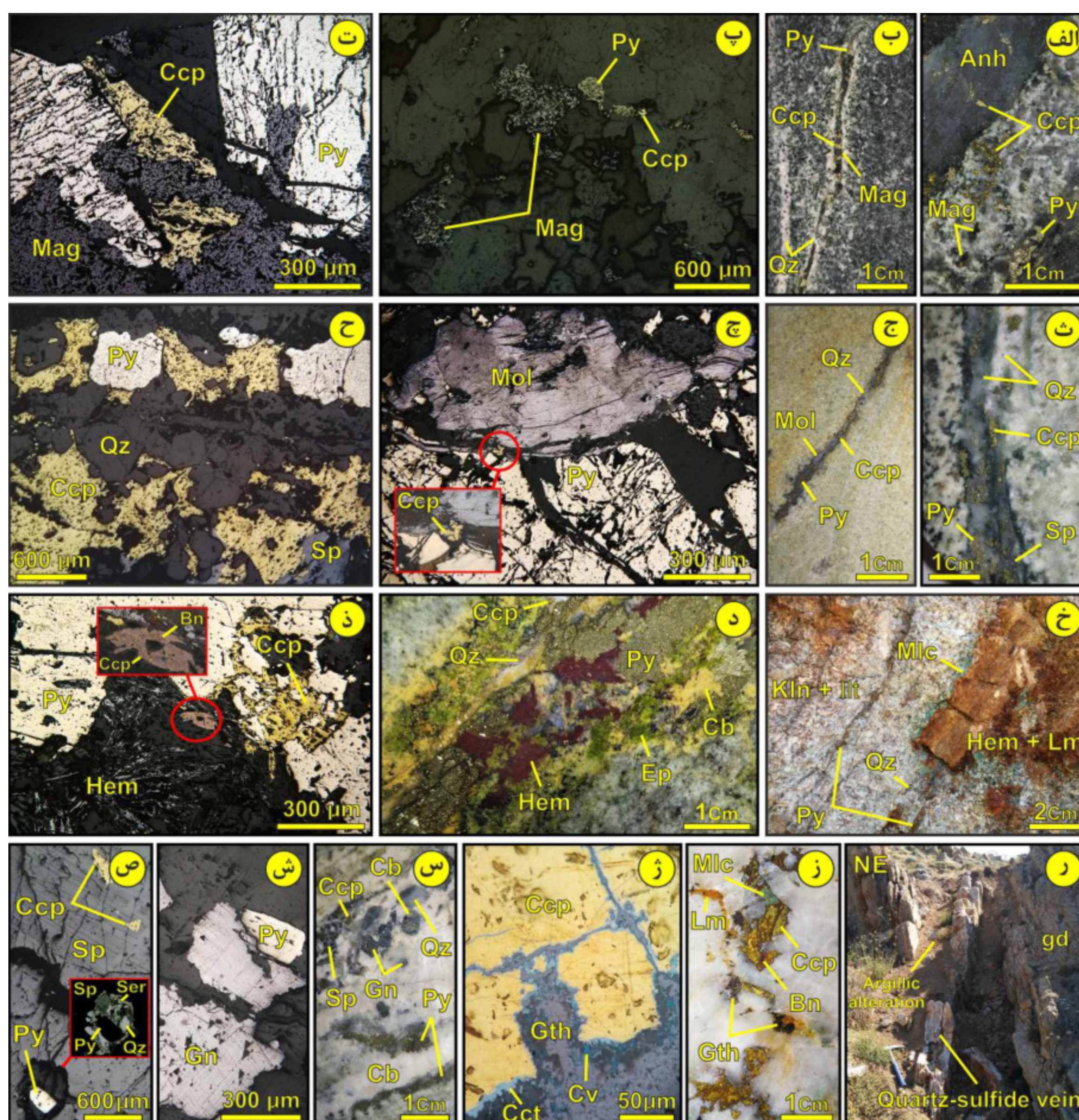
معیار مناسبی برای دمای کانی‌سازی در این دگرسانی باشد. ضخامت رگه- رگچه‌های حاوی کانه‌زایی کوارتز- سولفیدی در دگرسانی فیلیک متغیر بوده ولی اغلب کمتر از ۵ سانتی‌متر است و گاهی توسط رگه- رگچه‌های کربناتی تأخیری شامل کانه‌زایی گالن و اسفالریت قطع شده‌اند (شکل ۲ ذ). مرز تند و منظم رگه- رگچه‌های دربردارنده کانه‌زایی کوارتز- سولفیدی با سنگ میزبان دگرسان شده در این گستره نشان دهنده تشکیل شدن آن‌ها به صورت پرکننده شکستگی‌ها و فضاهای خالی در شرایط شکننده (غالب بودن فشار ایستابی) است.



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های گرمابی در نشانه معدنی ییلاق قره‌چی: الف) پولک‌های پراکنده و ریزبلور بیوتیت ثانویه در زمینه سنگ و دگرسانی درشت بلورهای بیوتیت اولیه از لبه و جانشینی آن‌ها توسط بیوتیت‌های ثانویه در دگرسانی پتاسیمی، ب) جانشینی انتخابی هورنبلند توسط بیوتیت‌های ثانویه و تشکیل مگنتیت در دگرسانی پتاسیمی، پ) دگرسانی فیلیک با سریسیتی شدن فراگیر و تشکیل کوارتز و پیریت با رگه‌های تأخیری تورمالین، ت) جانشینی پلاژیوکلازها و زمینه سنگ توسط سریسیت و تشکیل پیریت، کانی‌های کربناتی و کوارتز در دگرسانی فیلیک، ث) جانشینی پلاژیوکلازها توسط کانی‌های رسی و اکسید شدن پیریت به هماتیت در دگرسانی آرژیلیک، ج) بازنهشت دگرسانی آرژیلیک بر دگرسانی فیلیک، چ) تشکیل اپیدوت و کلسیت به همراه هماتیت سوزنی و کوارتز در گرسانی پروپیلیتیک، ح) جانشینی بیوتیت توسط کلریت در دگرسانی پروپیلیتیک، خ) بازنهشت دگرسانی سیلیسی بر دگرسانی فیلیک، د) رگه کوارتز- سولفیدی قطع کننده دگرسانی فیلیک، ذ) رگچه‌های کربناتی تأخیری قطع کننده کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت، ر) بازنهشت دگرسانی کربناتی با دگرسانی فیلیک و کانه‌زایی گالن (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۸]).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]



شکل ۳ تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از کانی‌سازی در نشانه معدنی ییلاق قره‌چی: الف تا ت) کانه‌زایی پراکنده و رگچه‌ای مگنتیت پیریت و کالکوپیریت به همراه انیدریت و کوارتز در دگرسانی پتاسیمی، ث تا ح) دگرسانی فیلیک با کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای و پراکنده پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت و اسفالریت، خ) بازنهشت دگرسانی آرژیلیک بر دگرسانی فیلیک و تشکیل کائولینیت، ایلیت، هماتیت، لیمونیت و مالاکیت، د، ذ) تشکیل اپیدوت، کلسیت پیرامون رگه ـ رگچه‌های سیلیسی شامل کانه‌زایی پیریت، کالکوپیریت، بورنیت برونزاد و هماتیت سوزنی در دگرسانی پروپیلیتیک، ر تا ژ) دگرسانی سیلیسی به صورت رگه‌های پرکننده شکستگی‌ها و فضاهای خالی با کانه‌زایی درونزاد کالکوپیریت و جانشینی آن توسط کانی‌های برونزاد بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، گوتیت، هماتیت و لیمونیت، س تا ص) دگرسانی کربناتی با بافت رگه-رگچه‌ای و برشی شامل کانه‌زایی گالن و اسفالریت در بازنهشت بر دگرسانی فیلیک دربردارنده کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت و جانشینی گالن و اسفالریت توسط کانی‌های کربناتی ثانویه (به احتمال بسیار سروزیت و اسمیت‌زونیت)، (نشانه های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۸]).

دگرسانی آرژیلیک: دگرسانی آرژیلیک با خاستگاه درونزاد محدود به بخش‌های پیرامونی سامانه کانه‌زایی است. این دگرسانی در راستای گسل‌ها و شکستگی‌های ناشی از فشار سیال های گرمابی با راستای شمال شرقی- جنوب غربی، بر فاز قدیمی‌تر مجموعه نفوذی شیورداغ با ترکیب سنگ‌شناسی گرانیتی و گرانودیوریتی را اثر گذاشته و ضخامت آن پیرامون رگه‌های سیلیسی شامل کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت از چند سانتی‌متر تا ده‌ها متر متغیر است (شکل ۳ ر). این دگرسانی در

خاستگاه برونزاد از ضخامت کمی برخوردار بوده و محدود به بخش‌های سطحی توده‌های نفوذی جوان‌تر گستره ییلاق قره‌چی است و به صورت بازنهشت با دگرسانی فیلیک دیده می‌شود (شکل ۳ خ). وجود اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن با خاستگاه برونزاد، باعث ایجاد رنگ‌های قرمز، زرد و نارنجی در این دگرسانی شده است. فلدسپارهای قلیایی و پلاژیوکلازها به‌طور کامل یا بخشی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۲ ث) و گاهی آثاری از کانی‌های سریسیت مربوط به دگرسانی فیلیک به صورت جزیره‌ای درون آن‌ها حفظ شده است (شکل ۲ ج). نتایج پراش پرتو ایکس (XRD) و بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که این دگرسانی از نوع آرژیلیک متوسط است و مهمترین کانی‌های رسی در این گستره کائولینیت و ایلیت هستند که توسط مقادیر کمتری از کوارتز، سریسیت، آلونیت، هماتیت و کلسیت همراهی می‌شوند.

دگرسانی پروپیلیتیک: این دگرسانی با ظاهری سبزرنگ محدود به توده‌های نفوذی حدواسط با ترکیب سنگ‌شناسی مونزدیوریتی و دیوریتی دورتر از مرکز کانه‌زایی است. کانی‌های شاخص این دگرسانی به ترتیب فراوانی اپیدوت، کلسیت، کلریت و به طور جزئی اکتینولیت هستند (شکل‌های ۲ چ، ح). این دگرسانی در پیرامون رگه- رگچه‌های کوارتز- سولفیدی شامل مگنتیت از شدت بیشتری برخوردار است. کانی‌های رسی، اپیدوت و کلسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها و اکتینولیت و کلریت از دگرسانی کانی‌های مافیک مانند بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده‌اند و در برخی از نمونه‌ها به صورت بازنهشت یا قطع کننده دگرسانی پتاسیمی و فیلیک دیده می‌شوند (شکل ۲ ح). کانی سولفیدی این دگرسانی پیریت و کانه‌های مس‌دار آن مقادیر کمی کالکوپیریت است که در برخی از نقاط توسط بورنیت با بافت جزیره‌ای و خاستگاه برونزاد جانشین شده است (شکل ۳ د، ذ). کانه‌زایی هماتیت نیز با بافت سوزنی در رگچه‌های کوارتز- سولفیدی به همراه پیریت و کالکوپیریت دیده می‌شود و اپیدوتی شدن پیرامون این رگه- رگچه‌ها از شدت بیشتری برخوردار است.

سیلیسی شدن: دگرسانی سیلیسی با بافت جانشینی، رگه-رگچه‌ای و پرکننده شکستگی‌ها و فضاهای خالی همراه با کانه-زایی مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و مولیبدنیت مشخص شده (شکل‌های ۳ ث، ج، ر، ز، ژ) و به صورت بازنهشت با سایر دگرسانی‌ها یا رگه- رگچه‌های تأخیری قطع کننده آن‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۲ خ، د). سیلیسی شدن در گستره دگرسانی فیلیک و آرژیلیک درونزاد از شدت بیشتری برخوردار است و با فراوانی کانه‌زایی سولفیدی فلزات پایه در این مناطق همخوانی دارد. در بخش‌های عمقی، بافت‌های پراکنده و جانشینی غالب است و با کاهش عمق، نقش کنترل کننده‌های ساختاری در نهشت سیلیس و کانه‌زایی همراه آن‌ها به صورت رگه- رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی اهمیت می‌یابد که ممکن است با جانشینی نیز همراه باشد (شکل ۳ ر).

دگرسانی کربناتی: دگرسانی کربناتی به عنوان گسترده‌ترین دگرسانی تأخیری، در بیشتر موارد دگرسانی‌های فیلیک، پروپیلیتیک و سیلیسی را از اعماق بسیار بالا تا بخش‌های سطحی قطع نموده و در بازنهشت با آن‌ها به رنگ‌های سفید مایل به خاکستری و زرد کم‌رنگ دیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، این دگرسانی با گردآمدن کانی‌های کلسیت، دولومیت و کوارتز مشخص می‌شود. کلسیت و دولومیت به عنوان فراوان‌ترین کانی کربناتی، اغلب به صورت رگه- رگچه‌های تأخیری و پرکننده فضای خالی همراه با کانه-زایی گالن و اسفالریت دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ ذ، ر). اسفالریت و گالن نمود پراکنده دارند و به صورت بلورهای نیمه-شکل‌دار همراه با کالکوپیریت، پیریت، کوارتز و کربنات‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۳ س تا ص). همراهی پیریت و کالکوپیریت با رگه-رگچه‌های کربناتی با بافت برشی نشان دهنده خرد شدن پیریت و کالکوپیریت همراه با رگه- رگچه‌های کوارتزی-سولفیدی موجود در دگرسانی فیلیک بر اثر فشار سیال های گرمابی و تزریق بعدی رگه‌های کربناتی در فضاهای برشی ایجاد شده است (شکل ۳ س).

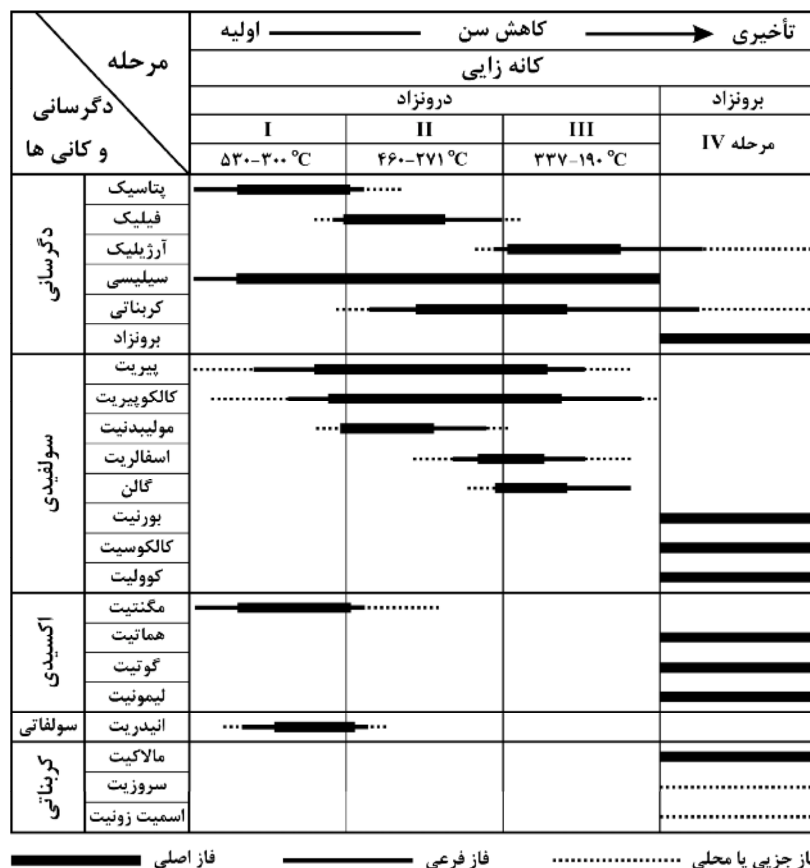
دگرسانی برونزاد: بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، مجموعه کانی‌های درونزاد در بخش‌های سطحی توسط کانی‌های مربوط به دگرسانی برونزاد به‌طور قابل ملاحظه‌ای پوشانده شده است. کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت در شرایط برونزاد توسط کانی‌های ثانویه‌ای چون بورنیت، کالکوسیت، کولیت، مالاکیت، گوتیت و هماتیت جایگزین شده-اند و گالن و اسفالریت نیز به طور کامل یا بخشی در سطح شکستگی‌ها به کانی‌های کربناتی ثانویه (به احتمال بسیار سروزیت و اسمیت‌زونیت) دگرسان شده اند (شکل‌های ۳ خ، ز، ژ). بورنیت با بافت جانشینی جزیره‌ای جانشین کالکوپیریت شده است به طوری که کالکوپیریت به شکل جزایر ریز بلوری

درون بورنیت باقی‌مانده است (شکل ۳ ذ). مالاکیت به صورت پراکنده در متن سنگ و شکستگی‌های موجود در سنگ میزبان و کالکوپیریت قابل مشاهده هستند (شکل‌های ۳ خ و ز). از طرفی، با توجه به گسترش سطحی دگرسانی فیلیک و اکسید شدن پیریت‌ها، به نظر می‌رسد که محلول اسیدی برآمده از اکسایش پیریت عامل اصلی تحمیل اکسیدها، هیدرواکسیدهای آهن و دگرسانی آرژیلیک برونزاد بر دگرسانی‌های درونزاد باشد [۴]. شکل ۴ توالی همایندی کانیایی نشانه معدنی ییلاق قره-چی را با توجه به بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی و روابط بافتی میان کانی‌های فلزی و غیر فلزی نشان می‌دهد.

بررسی میانبارهای سیال

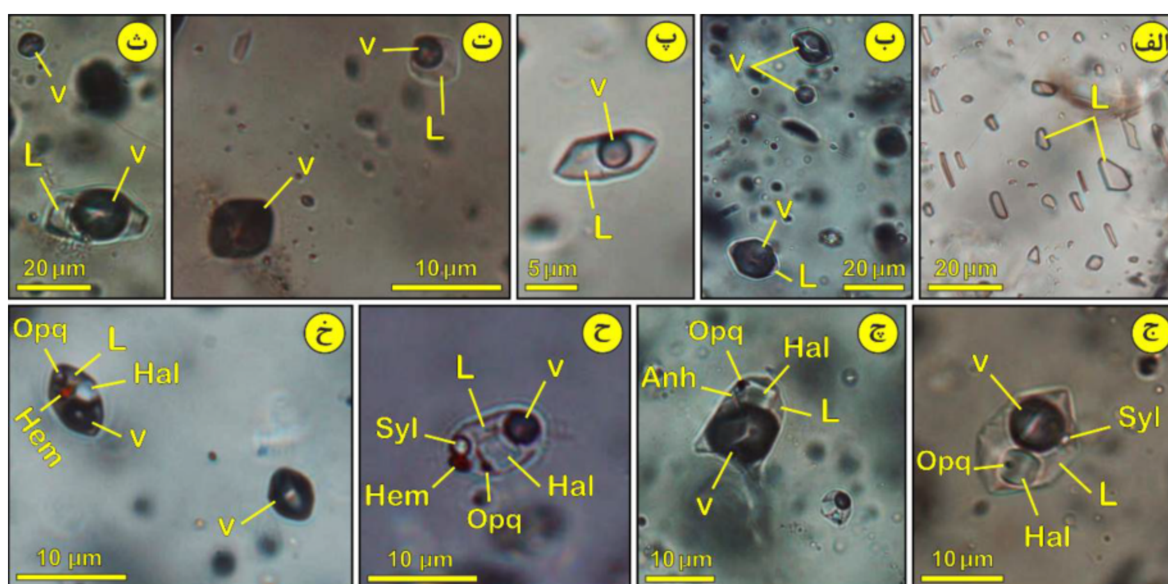
سنگ‌نگاری: با توجه به حضور کانی کوارتز در انواع رگه-رگچه‌های دربردارنده کانه‌زایی سولفیدی فلزات پایه در پهنه دگرسانی‌های پتاسیمی، فیلیک و آرژیلیک منطقه ییلاق قره-چی، نمونه‌های سطحی و عمقی از رگه-رگچه‌های سیلیسی با ضخامت متغیر ۰٫۵ تا ۵۰ سانتی‌متر، برای بررسی های سنگ نگاری انتخاب شدند. ویژگی‌های سنگ نگاری میانبارهای سیال درون آن‌ها چون شکل و اندازه، رده‌بندی زایشی (اولیه، ثانویه و شبه ثانویه)، نسبت حجمی سیال به بخار، شناسایی نوع کانی-های نوزاد با توجه به شکل بلوری و با در نظر گرفتن دمای همگن شدگی و حضور پدیده‌های تغییر ثانویه میانبارهای سیال پس از به دام افتادن مانند نشت و باریک شدگی بررسی شدند. در بررسی‌ها، پنج نوع میانبار سیال، شامل تک‌فاز مایع (L)، تک فاز بخار (V)، دو فازی غنی از مایع (L+V)، دو فازی غنی از بخار (V+L)، و چند فازی (S+L+V) شناسایی شدند.

میانبارهای سیال تک فاز مایع (L): ۲۰ تا ۳۰ درصد میانبارهای سیال تک فازی از نوع غنی از مایع بوده و بیشتر مشخصه رگه- رگچه‌های نسل آخر موجود در دگرسانی آرژیلیک درونزاد هستند. در نمونه‌های سطحی، این میانبارها به شکل‌های نامنظم، کشیده و کروی به همراه میانبارهای تک فاز غنی از بخار و دو فازی غنی از مایع دیده می‌شوند و اندازه آن‌ها از ۲ تا ۵ میکرون متغیر است. وجود این نوع از میانبارهای سیال نشانگر پدیده باریک شدگی [۲۱] یا دمای کمتر از ۸۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۵ الف).



شکل ۴ توالی همایندی دگرسانی‌ها و کانه‌زایی سولفیدی، اکسیدی، سولفاتی و کربناتی در نشانه معدنی ییلاق‌قره‌چی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی انواع میانبارهای سیال موجود در رگه- رگچه‌های کوارتز- سولفیدی نشانه معدنی ییلاق قرهچی: الف) تک فاز مایع (L)، ب) همراهی میانبارهای سیال تک فاز بخار (V) و دو فازی غنی از بخار (V+L)، پ) میانبار سیال دو فازی غنی از مایع (L+V) با شکل منفی بلور کوارتز، ت) همراهی میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع (L+V) و تک فاز بخار (V)، ث) همراهی میانبارهای سیال دو فازی غنی از بخار (V+L) و تک فاز بخار (V) ج) میانبار سیال چند فازی با شکل منفی بلور کوارتز (L+V+S)، چ) میانبارهای سیال چند فازی دربردارنده کانی کدر و انیدریت (L+V+S)، ح) میانبار سیال چند فازی شامل هماتیت (L+V+S) با شکل منفی بلور کوارتز، خ) همراهی میانبارهای سیال چند فازی دربردارنده هماتیت، هالیت و یک فاز کدر (S+L+V) و تک فاز بخار (V).

میانبارهای سیال تک فاز بخار (V): ۷۰ تا ۸۰ درصد میانبارهای سیال تک فازی موجود در رگه-رگچه‌های سیلیسی دربردارنده کانه‌زایی پیریت، مگنتیت، کالکوپیریت و مولیبدنیت در گستره دگرسانی پتاسیمی و بازنهشت آن توسط دگرسانی فیلیک از نوع تک فاز بخار کم چگالی به اندازه ۵ تا ۱۵ میکرون هستند و اغلب به شکل منفی بلور و کروی در نمونه‌های سطحی و عمقی دیده می‌شوند (شکل‌های ۵ ب، ت، خ). این نوع از میانبارهای سیال اغلب به صورت یک فاز سیال فرار از ماگمای در حال گاز زدایی یا جدایش فازی بخار- مایع در گستره دمایی ۸۰۰ تا ۳۰۰ سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند و نشان‌دهنده رخداد جوشش هستند [۳، ۴].

میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع (L+V): این گروه در نمونه‌های سطحی بیشترین حجم از میانبارهای سیال را به خود اختصاص داده و حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد از میانبارهای سیال موجود در رگه-رگچه‌های سطحی دربردارنده کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت همراه با دگرسانی آرژیلیک درونزاد را شامل می‌شوند. اندازه آن‌ها از ۵ تا ۱۵ میکرون متغیر است و دارای شکل‌های نامنظم، منفی بلور کوارتز، کروی و کشیده هستند (شکل‌های ۵ پ و ت). همراهی این نوع از میانبارهای سیال با میانبارهای تک فاز بخار نشان دهنده جوشش سیال در فشار کم مربوط به کانه‌زایی رگه‌ای مراحل پایانی و پیرامونی سامانه‌های پورفیری یا کانه‌زایی فلزات پایه در کانسارهای اسکارنی، جانشینی کربناتی و فراگرمایی است (شکل ۵ ت) [۳، ۴].

میانبارهای سیال دو فازی غنی از بخار (V+L): در این نوع سیال‌های، حباب بخار بیش از ۷۵ درصد فضای میانبار را اشغال کرده است این نوع میانبارها حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد میانبارهای سیال موجود در نمونه‌های برداشت شده از رگه-رگچه‌های سیلیسی دربردارنده کانه‌زایی سولفیدی فلزات پایه در گستره دگرسانی پتاسیمی پایانی و فیلیک از مغزه‌های حفاری اکتشافی را به خود اختصاص می‌دهد. فراوانی آن‌ها در نمونه‌های سطحی کمتر از ۱۰ درصد بوده و اندازه آن‌ها از ۵ تا ۲۰ میکرون در تغییر است. این میانبارها به شکل‌های منفی بلور کوارتز و کروی دیده می‌شوند (شکل‌های ۵ ب، ث).

میانبارهای سیال چند فازی (L+V+S): این میانبارها بیشترین فراوانی را در رگه- رگچه‌های سیلیسی عمقی و سطحی دربردارنده کانه‌زایی پیریت، مگنتیت، کالکوپیریت، اسفالریت و

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

مولیبدنیت موجود در گستره دگرسانی‌های پتاسیمی و فیلیک دارند و اغلب دارای ۱ تا ۵ کانی نوزاد هستند. اندازه آن‌ها از ۵ تا ۲۰ میکرون متغیر است و به شکل‌های منفی بلور کوارتز، کروی و کشیده دیده می‌شوند (شکل‌های ۵ ج تا خ). عمده‌ترین فازهای نوزاد در این میانبارها شامل هالیت، سیلویت، هماتیت، انیدریت و یک فاز کدر هستند. حضور این فازها نشان دهند یک خاستگاه اکسیدی و ترکیب پیچیده با حضور کاتیون‌های Na^+، K^+، Ca^{2+}، Fe^{3+}، Cu^{2+} و آنیون‌های SO_4^{2-}، HCO^{3-} و Cl^- برای سیال های مسئول کانه‌زایی است که با کانسارهای مس- مولیبدن پورفیری همخوانی دارد [۵، ۲۲]. از طرفی، وجود هماتیت و فاز کدر به عنوان کانی‌های نوزاد در این میانبارها نشان دهنده خاستگاه ماگمایی و مقادیر بالای آهن محلول در این سیال هاست [۵]. در نمونه‌های عمقی، میانبار سیال چند فازی اغلب با میانبارهای تک فاز بخار کم چگالی همراه هستند (شکل ۵ خ) و به عنوان محصول جدایش فازی مایع- بخار طی رخداد جوشش و بخش اصلی از فرآیند تحول ماگمایی- گرمابی همراه با کانه‌زایی داربستی در بخش‌های میانی و کم عمق دربردارنده کانه‌زایی مس- مولیبدن و بخش-های بالایی غنی از مس کانسارهای پورفیری همراه با اسکارن‌ها در نظر گرفته می‌شوند [۳، ۲۳].

ریزدماسنجی: آزمایش‌های ریزدماسنجی در دو مرحله گرمایش و سرمایش برای ۱۳۸ میانبار سیال در نمونه‌های سطحی و عمقی منطقه ییلاق قره‌چی انجام شد. در مرحله گرمایش، نمونه‌ها تا دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد گرم شدند و اغلب میانبارهای سیال به فاز مایع همگن شدند. با توجه به شواهد جوشش و نبود فازهای CO_2 و CH_4، هیچ گونه تصحیح دمایی بر مقادیر دمای همگن شدگی اعمال نشد [۵]. در مرحله انجماد، به منظور محاسبه مقدار شوری برای میانبارهای سیال دو فازی بدون هالیت از دمای ذوب آخرین بلور یخ و برای میانبارهای سیال شامل فاز نوزاد هالیت از دمای انحلال بلور هالیت و از نرم افزار Mc Flincor در سامانه H_2O-NaCl استفاده شد.

دمای همگن شدگی و شوری نسبی: میانبارهای سیال دیده شده در رگه- رگچه‌های سیلیسی عمقی دربردارنده کانه‌زایی سولفیدی بر اساس محتویات درونی آن‌ها بیشتر از نوع چند فازی، تک فاز بخار و دو فازی غنی از بخار هستند. دمای همگن شدگی میانبارهای سیال دو فازی غنی از بخار (V±L) با حباب بخار دارای بیشترین حجم که بیش از ۷۵ درصد فضای میانبار را اشغال کرده، بین ۳۸۰ تا ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد است و با شوری ۰٫۴ تا ۸٫۷ درصد وزنی معادل نمک طعام (جدول ۱)، اغلب به حالت بخار همگن شدند (شکل‌های ۶ الف و ۷ الف). در گروه میانبارهای سیال چند فازی (L+V+S) دو نقطه دمایی مربوط به دمای انحلال هالیت (TS) و دمای همگن شدگی فاز بخار (Th) ثبت شد. دمای همگن شدگی این میانبارها از ۲۱۵ تا ۵۱۰ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و بیشترین فراوانی مربوط به گستره ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی-گراد است (شکل ۶ الف). این سیال ها اغلب با ناپدید شدن فاز هالیت به حالت مایع همگن می‌شوند و تعداد کمی از آن‌ها با ناپدید شدن تقریباً همزمان فاز هالیت و بخار و یا ناپدید شدن فاز بخار همگن شده‌اند. شوری آن‌ها ۳۱٫۸ تا ۵۹٫۷ درصد وزنی معادل نمک طعام بوده (شکل ۷ الف) که با مقدار شوری میانبارهای سیال کانسارهای پورفیری قابل قیاس است [۲۴]. در میانبارهای سیال چند فازی، فازهای نوزاد اصلی هالیت و سیلویت بوده که گاهی با مقادیر جزئی انیدریت، هماتیت و یک فاز کدر همراه هستند. افزون بر هالیت و سیلویت، این فازها به ندرت بیش از ۳ درصد حجم میانبارهای سیال را تشکل می-دهند و اثر قابل توجهی بر دمای همگن شدگی ندارند. البته، دمای همگن شدگی تجربی برای سیلویت زیر ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و برای انیدریت بیش از ۵۵۰ سانتی‌گراد به ثبت رسیده است. هماتیت، پیریت و کالکوپیریت حتی در دمای بالاتر از ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد نیز حل نمی‌شوند که این شرایط در کانسارهای مس پورفیری بسیار گزارش شده است [۲۵]. در نمونه‌های سطحی، میانبارهای سیال بیشتر از نوع دو فازی غنی از مایع (L+V) و چند فازی دارای هالیت (L+V+H) هستند و برای آن‌ها دو گستره دمایی متفاوت قابل تشخیص است (شکل ۶ ب). گستره نخست مربوط به میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع است که با ناپدید شدن فاز بخار به حالت مایع همگن می‌شوند دمایی همگن شدن آن-ها بین۱۹۰ تا ۳۳۷ درجه سانتی‌گراد است. طی سرمایش، دمای ذوب نهایی آخرین بلور یخ برای این میانبارها در گستره ۳- تا ۱۱- سانتی‌گراد بدست آمده است که براساس آن، مقدار شوری میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع ۴٫۹۴ تا ۱۴٫۹۸ درصد وزنی معادل نمک طعام محاسبه شد (شکل ۷ ب). در گستره دمایی دوم، مجموعه میانبارهای سیال دارای فاز نوزاد

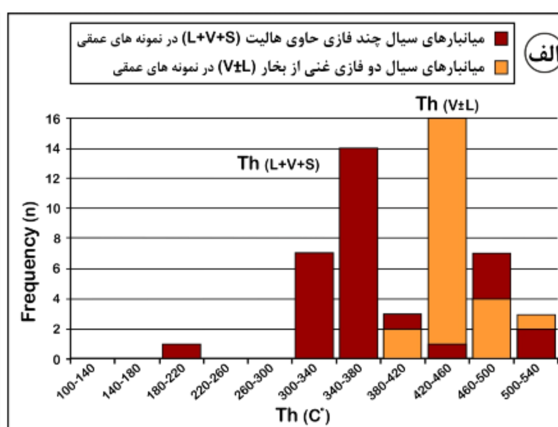
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

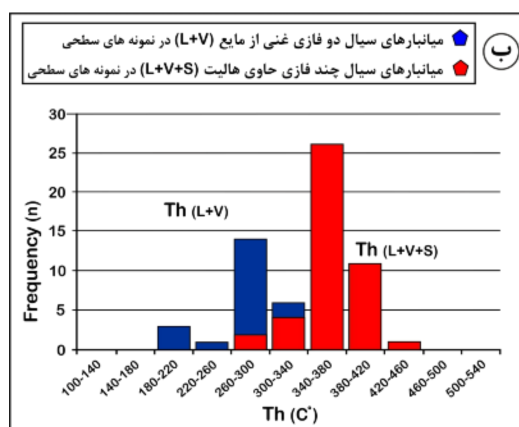
هالیت قرار می‌گیرند که دمای همگن شدگی آن‌ها از ۲۷۱ تا ۴۶۰ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و بیشترین فراوانی مربوط به گستره دمایی ۳۰۰ تا ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد است که اغلب با انحلال هالیت به مایع همگن شدند (شکل ۶ ب).

نوع نشانه معدنی ییلاق قرەچی براساس نمودار دوتایی شوری نسبت به دمای همگن شدگی میانبارهای سیال [۵] (شکل ۸) و ترکیب نتایج آن با یافته‌های صحرایی و سنگ‌نگاری میانبارهای سیال تعیین شد. با تحلیل یافته‌ها دو گروه جداگانه قابل تشخیص هستند که در ادامه بیان می‌شوند.

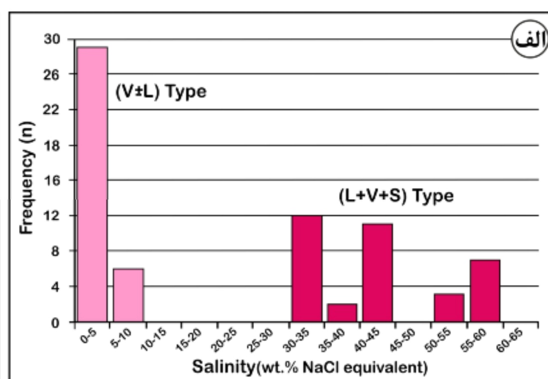
جدول ۱ نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال در بلورهای کوارتز همزاد با کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای سولفیدی در نشانه معدنی ییلاق قرەچی. (Tm_{ice}= دمای ذوب آخرین تکه یخ، Th_{L-V}= دمای همگن‌شدگی به مایع (L) یا بخار (V)، Tm_{halite}= دمای انحلال هالیت).

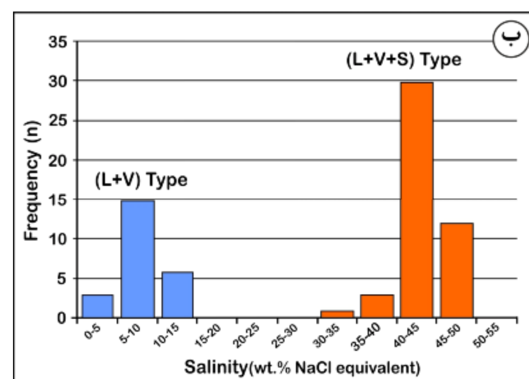
نمونه		n	اندازه (µm)	نوع	Tm_{ice} (°C)	Th_{L-V} (°C)	Tm_{halite} (°C)	شوری (wt % NaCl eq.)	چگالی (g/cm^3)
سطحی	YG-1 YG-2 YG-3	۲۴	۵ تا ۱۵	L+V	-۳ تا -۱۱	۱۹۰ تا ۳۳۷	-	۴٫۹۴ تا ۱۴٫۹۸	۰٫۶۷ تا ۰٫۹۳
	YG-4 YG-5 YG-6	۴۴	۵ تا ۲۰	L+V+S	-	۲۷۱ تا ۴۶۰	۲۷۱ تا ۴۱۱٫۸	۳۴٫۱۷ تا ۴۸٫۵	۰٫۹ تا ۱٫۱
عمقی	YG-7 YG-8 YG-9 YG-10	۳۵	۵ تا ۲۰	V±L	-۰٫۳ تا -۵٫۵	۳۸۰ تا ۵۳۰	-	۰٫۴ تا ۸٫۷	<۰٫۶
	YG-7 YG-8 YG-9 YG-10	۳۵	۵ تا ۲۰	L+V+S	-	۳۰۰ تا ۵۱۰	۲۰۱ تا ۵۰۰	۳۱٫۸ تا ۵۹٫۷	۰٫۹ تا ۱٫۳





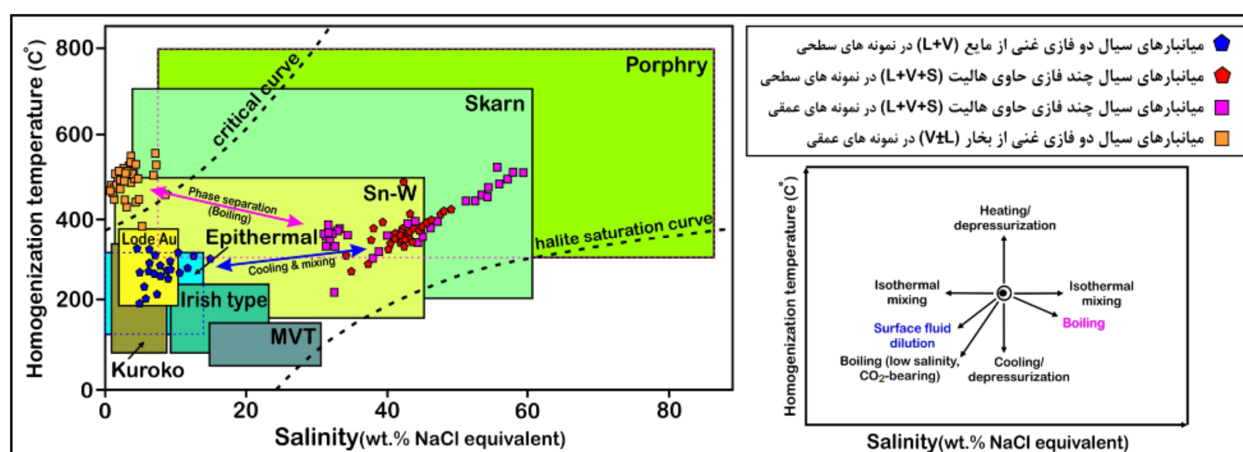
شکل ۶ الف) توزیع فراوانی دمای همگن شدگی میانبارهای سیال مورد بررسی در نمونه‌های عمقی و ب) سطحی به تفکیک نوع میانبار سیال.





شکل ۷ الف) توزیع فراوانی شوری میانبارهای سیال مورد بررسی در نمونه‌های عمقی و ب) سطحی به تفکیک نوع میانبار سیال.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]



شکل ۸ الگوی توزیع و جایگاه میانبارهای سیال مورد بررسی در نمودار دومتغیره دمای همگن شدگی نسبت به شوری همراه با مسیرهای نظری تغییرات شوری و دمای همگنی برای تعیین سازوکار تشکیل ذخایر مختلف فلزی [۵].

گروه اول شامل سیال‌هایی با شوری بالا و دمای متوسط تا بالا است که این ویژگی در سیال های ماگمایی مسئول دگرسانی پتاسیمی و فیلیک کانسارهای پورفیری دیده می‌شود [۳-۵]. میانبارهای سیال چند فازی و غنی از بخار همزیست با آن در رگه-رگچه‌های کوارتز- سولفیدی عمقی و سطحی که در گستره دمایی مشابهی همگن می‌شوند، همه در این گروه قرار دارند. تغییرات شوری میانبارهای سیال غنی از بخار و هالیت‌دار نسبت به دمای همگن شدگی نهایی نشان دهنده جدایش فازی و روندی خطی از افزایش شوری با کمی سرد شدن بوده که بیانگر رخداد جوشش است (شکل‌های ۵ ب، ث، ج، چ، ح، خ). فرآیند جوشش اغلب زمانی رخ می‌دهد که فشار ایستابی بیش از فشار سنگ ایستایی شود که این امر باعث کاهش سریع فشار وارد بر سیال های گرمابی می‌شود. در واقع، جوشش سیال های گرمابی یک عامل اولیه برای تحرک و تمرکز فلزات در هنگام تشکیل کانسارهای فلزی محسوب می‌شود و نتیجه آن افزایش شوری، افزایش pH (درجه اسیدی)، تغییر در پتانسیل اکسایش-کاهش (Eh) و تەنشست فلزات است [۵].

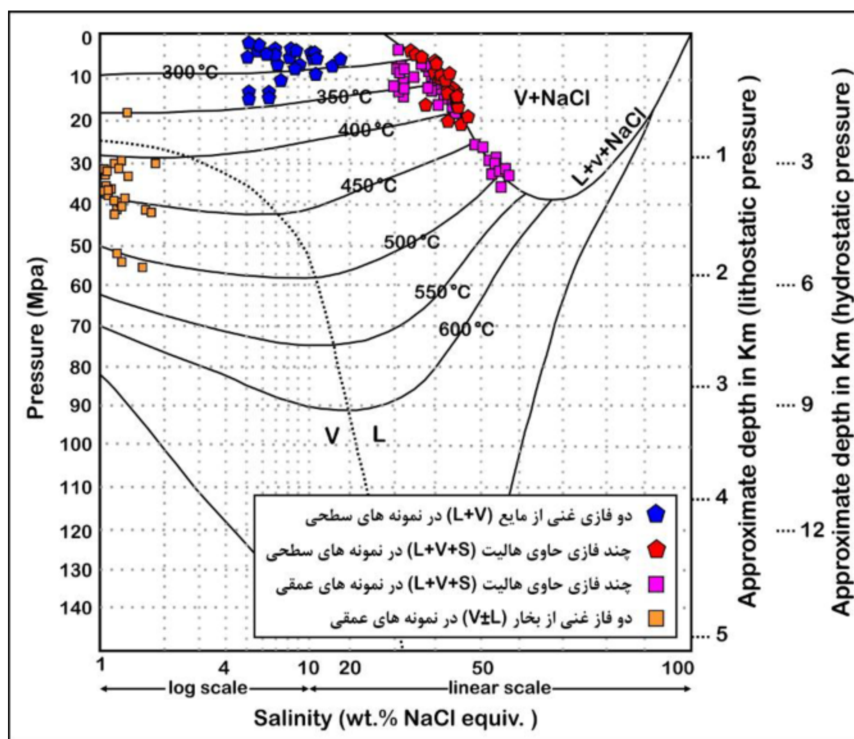
گروه دوم شامل سیال های جوی تشکیل دهنده کانسارهای فراگرمایی و رگه‌های پیرامونی وابسته به کانسارهای مس پورفیری در دگرسانی آرژیلیک درونزاد و مرز انتقالی دگرسانی فیلیک به آرژیلیک با شوری و دمای متوسط تا پایین است. میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع نمونه‌های سطحی در این گروه قرار دارند، که بیانگر کاهش تدریجی شوری و دمای برخی از میانبارهای سیال از ترکیب اولیه خود در اثر آمیختگی با آب‌های سرد جوی و ثابت بودن دما و کاهش شوری در بعضی دیگر از میانبارهای سیال در نتیجه مخلوط شدن هم دما با سیال‌های با شوری کمتر است. مقادیر دمای همگن شدگی نهایی میانبارهای سیال چند فازی دارای هالیت نمونه‌های سطحی و شوری آن‌ها در گستره مقادیر شاخص میانبارهای سیال ذخایر پورفیری قرار دارند و در مراحل پایانی دگرگونی سیال‌های ماگمایی- گرمابی با گسترش شکستگی‌های هیدرولیکی ناشی از رخداد جوشش، در اثر سرد شدن و آمیختگی با آب‌های جوی سامانه‌های فراگرمایی روند مشخصی به سمت مقادیرهای دما- شوری پایین‌تر نشان می‌دهد. این نتایج با همراهی میانبارهای سیال چند فازی و دو فازی غنی از مایع با شوری متفاوت در برخی از نمونه‌های سطحی همخوانی دارد [۳، ۴، ۵، ۲۳]. جدایش الگوی توزیع میانبارهای سیال چند فازی و دو فازی غنی از مایع در نمودار یاد شده و خلأ ترکیبی ظاهری بین ۱۵ تا ۳۰ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌تواند ناشی از نیمه پایداری هالیت در نظر گرفته شود [۲۱].

برآورد فشار، عمق و چگالی میانبارهای سیال: بر اساس نتایج ریز دماسنجی میانبارهای سیال، روش‌های مختلفی برای برآورد کمترین فشار به دام افتادن سیال و عمق کانه‌زایی وجود دارد که یکی از آن‌ها برآورد فشار برپایه مجموعه میانبارهای سیال نشان دهنده رخداد جوشش است [۲۱، ۲۶]. فراوانی میانبارهای سیال غنی از بخار یا همراهی آن‌ها با میانبارهای

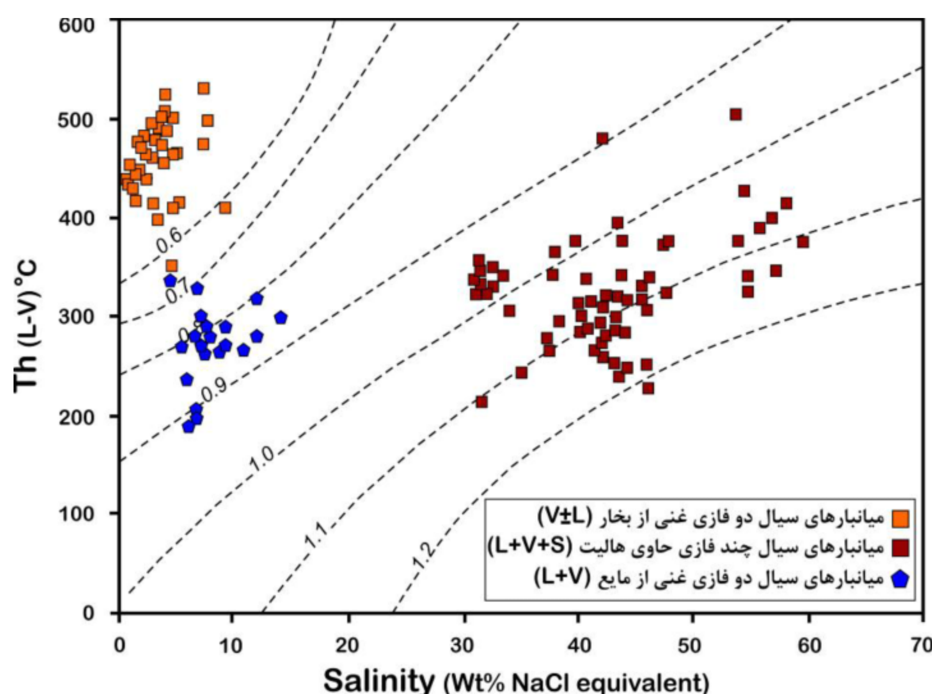
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

سیال چند فازی دارای هالیت در نمونه‌های عمقی مورد بررسی نشان می‌دهد که رخداد جوشش مهم‌ترین عامل مؤثر در ته-نشست فلزات گستره ییلاق قره‌چی است. در چنین حالتی، با استفاده از منحنی رابطه دما- فشار نسبت به شوری، می‌توان فشار و عمق به دام افتادن سیال را بدست آورد [۲۷-۲۹]. به طور کلی، گستره دمای همگن شدگی و مقدار شوری میانبارهای سیال بررسی شده در نمونه‌های سطحی و عمقی به ترتیب ۱۹۰ تا ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد و ۰٫۴ تا ۵۹٫۷ درصد وزنی معادل نمک طعام بوده که بر اساس آن، فشار سیال‌ها هنگام به دام افتادن بین ۲۰ تا ۵۵۰ بار متغیر است (شکل ۹). از طرفی، با توجه به اینکه دمای همگن شدگی و شوری مجموعه میانبارهای سیال به دام افتاده در زمان رخدادهای جوشش به ترتیب ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۳۱٫۸ تا ۵۹٫۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است، می‌توان گفت که کمترین فشار سیال هنگام جوشش و به دام افتادن ۱۲۵ تا ۵۰۰ بار است. بنابراین، در صورت بسته بودن سامانه سیال (لیتواستاتیک) و چگالی ۲٫۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب برای سنگ‌های پوشاننده، عمق کانه‌زایی ۰٫۳ تا ۲ کیلومتر برآورد می‌شود. در صورت باز بودن سامانه سیال (هیدرواستاتیک)، عمق برآورده شده بین ۱٫۲۵ تا ۵ کیلومتر است که با عمق محاسبه شده ۱ تا ۵ کیلومتر برای کانسارهای پورفیری در جهان همخوانی دارد [۳۰]. با توجه به شکل ۱۰، چگالی برآورد شده برای سیال‌های عامل کانه‌زایی دارای طیف گسترده‌ای کمتر از ۰٫۶ تا ۱٫۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. چنین گستره‌ای از چگالی برای میانبارهای سیال همزیست نشان دهنده به دام افتادن از یک سیال ناهمگن، فوق اشباع و در حال جوشش است [۵]. بر اساس نوع میانبارهای سیال، چگالی میانبارهای سیال تک فاز بخار کمتر از ۰٫۶ گرم بر سانتیمتر مکعب، دو فازی غنی از مایع ۰٫۶۷ تا ۰٫۹۳ گرم بر سانتی متر مکعب و برای میانبارهای سیال چند فازی جامد ۰٫۹ تا ۱٫۳ گرم بر سانتی متر مکعب است که با مقادیر چگالی گزارش شده برای کانسارهای مس پورفیری که اغلب بیشتر از ۱ گرم بر سانتی متر مکعب است و گاهی تا ۱٫۳ گرم بر سانتی متر مکعب نیز می‌رسد، همخوانی دارد [۳۱].



شکل ۹ نمودار دما- فشار نسبت به شوری برای برآورد فشار و عمق به دام افتادن میانبارهای سیال، که نشان دهنده رخداد جوشش در نمونه‌های عمقی مورد بررسی است [۲۷، ۲۸]. میانبارهای سیال سطحی نیز برای برآورد کمترین فشار و عمق به دام افتادن آورده شده است.



شکل ۱۰ توزیع فراوانی داده‌های مربوط به میانبارهای سیال مورد بررسی در نمودار دو متغیره دمای همگن شدگی نسبت به شوری برای تعیین چگالی سیال بر حسب گرم بر سانتی‌متر مکعب در سامانه H_2O- NaCl [۵].

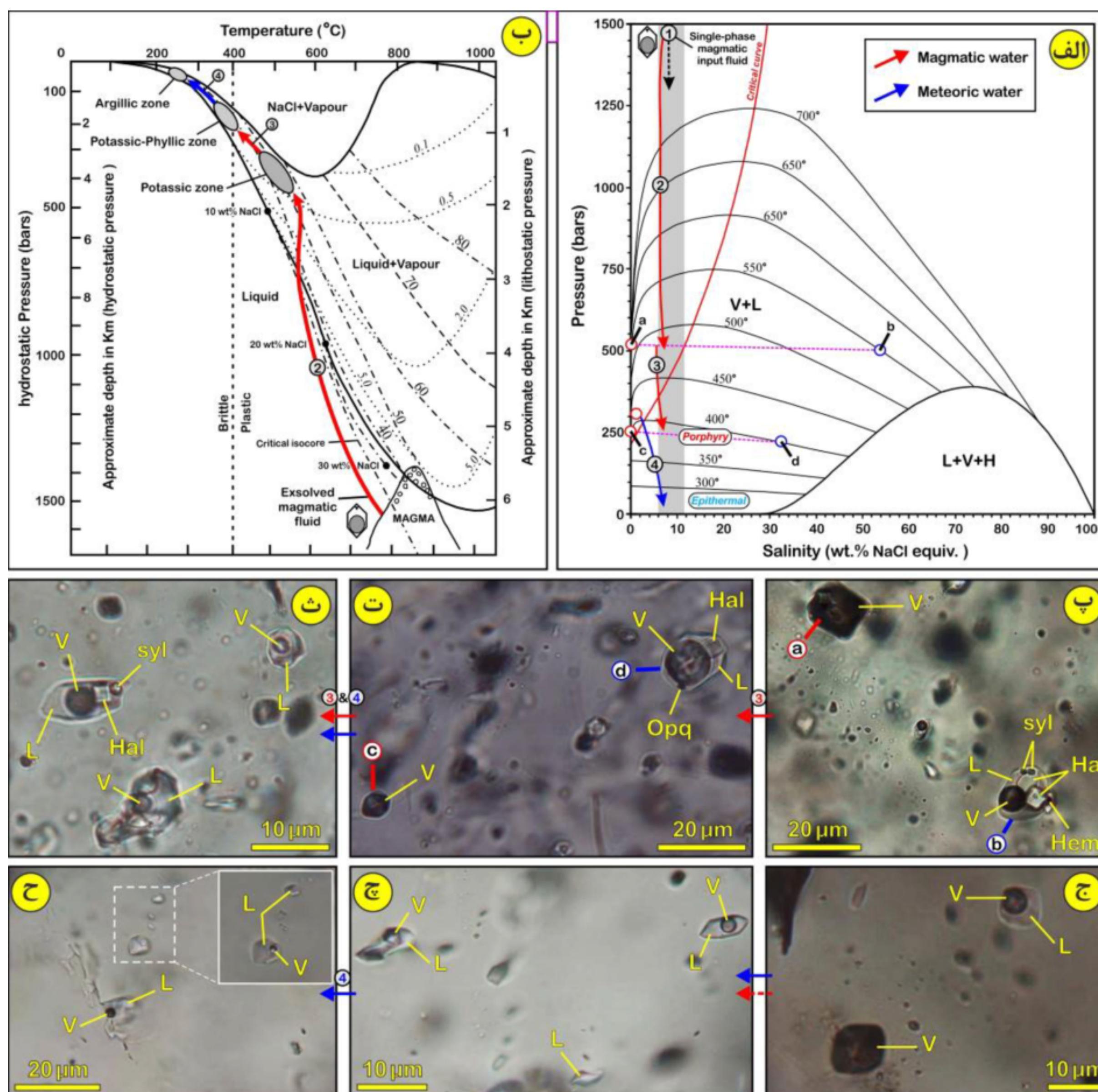
تکامل گرمابی در کانه‌زایی بر اساس شواهد میانبارهای سیال

میانبارهای سیال موجود در رگه-رگچه‌های کوارتز- سولفیدی وابسته به دگرسانی‌های پتاسیمی، فیلیک و آرژیلیک، تکامل سیال‌های گرمابی در منطقه ییلاق‌قره‌چی را ثبت نموده‌اند که طرحواره مسیر تکامل احتمالی آن در (شکل‌های ۱۱ الف، ب) آورده شده است. همراهی میانبارهای سیال چند فازی با انواع غنی از بخار در گستره ییلاق قره‌چی (شکل‌های ۱۱ پ، ت)، مشخصه سیال های ماگمایی به دام افتاده در ذخایر پورفیری است که با شرایط جایگیری توده‌های نفوذی وابسته به آن‌ها در اعماق کمتر از ۶ کیلومتر و فشار معادل کمتر از ۱/۵ کیلو بار برای سیال‌هایی با بیشینه دمای ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد همخوانی دارد [۲۳، ۲۸]. بر این اساس، در گستره ییلاق قره-چی اتاق ماگمایی در عمق تقریبی ۶ کیلومتری به احتمال بسیار اشباع از آب و دیگر مواد فرار (از جمله SO_2 و CO_2) بوده و منجر به خروج سیال‌های آب‌دار طی تبلور شده است. در این سیال ماگمایی آبدار، HCl، NaCl، KCl و سایر کلریدهای فلزی نیز به عنوان تابعی از ترکیب ماگمای مادر و عمق جدایش سیال از ماگما حضور دارند و می‌تواند توسط سامانه NaCl-H_2O نمایش داده شوند (شکل‌های ۱۱ الف، ب). سیال ماگمایی تک فاز تولید شده در فشار بالاتر از سطح منحنی بحرانی دو فاز بخار- آب در سامانه H_2O-NaCl اغلب دارای شوری کمتر از ۱۰ درصد وزنی معادل نمک طعام است [۳، ۴، ۲۲] (شکل ۱۱ الف). این سیال ابر بحرانی در حال صعود با کاهش فشار سطح منحنی بحرانی دو فاز مایع- بخار را در دمای میانگین ۴۷۸ درجه سانتی‌گراد قطع می‌کند. اگر این سیال تک فاز سطح منحنی بحرانی بخار- مایع را در طرف غنی از بخار قطع کند، با جدا شدن سیال دارای شوری بالا جوشش رخ می‌دهد که با همزیستی میانبارهای سیال چند فازی ابر شور و نوع غنی از بخار با چگالی، شوری، مواد فرار و مقدار فلز متفاوت مشهود است (مسیر ۲ در شکل‌های ۱۱ الف و پ). فاز مایع از کلریدهای سدیم و پتاسیم غنی شده و باعث شوری ۵۹/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام شده است، در حالیکه فاز بخار با چگالی و شوری پایین شامل ترکیب‌های فرار اسیدی از جمله SO_2، CO_2، H_2S و HCl است. فازهای سیال با شوری بالا و غنی از بخار به ترتیب در میانبارهای سیال L+V+S و V±L به دام افتاده و با کاهش حلالیت فلزات و مواد محلول، کانه‌زایی پراکنده و رگچه‌ای کوارتز، پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت به صورت ناپیوسته با مرز نامنظم در بخش‌های میانی دگرسانی پتاسیمی در شرایط فشار لیتواستاتیک تشکیل داده-اند (شکل ۱۱ ب). با توجه به شوری بالای میانبارهای سیال

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

چند فازی همراه با کانه‌زایی پراکنده و رگچه‌ای پیریت، مگنتیت و کالکوپیریت در مقایسه با شوری پایین میانبارهای سیال در رگچه‌های بدون کانه‌زایی این مرحله، به نظر می‌رسد که شورآب‌ها حمل کننده اصلی مس به صورت کمپلکس‌های کلریدی ($CuCl_2^-$) هستند و دمای میانگین و عمق برآورد شده برای نخستین رخداد جوشش و کانه‌زایی به ترتیب ۴۷۸ درجه سانتی‌گراد و ۲ کیلومتر است. در ادامه، شوری فاز بخار توسط شورآب کمی بالا می‌رود و ممکن است هر دو فاز در حمل و ته‌نشینی فلزات نقش داشته باشند، ولی با توجه به کاهش فزآینده شوری فاز بخار طی صعود (شکل‌های ۱۱ ت تا ج)، بعید به نظر می‌رسد که این حجم از فلزات فقط به صورت کمپلکس کلریدی توسط فاز بخار به سطح رسیده باشند.



شکل ۱۱ الف) نمودار فشار- شوری، ب) نمودار فشار- دما- عمق در سامانه H_2O- NaCl (بر گرفته از مرجع [۴، ۲۸، ۲۹]) که مسیر صعود سیال های ماگمایی- گرمابی (خطوط قرمز رنگ) و آمیختگی آن با آبهای جوی (خطوط آبی رنگ) در نشانه معدنی ییلاق قره‌چی به همراه عمق رخداد جوشش در انواع دگرسانی‌های ایجاد شده بر آنها نشان داده شده است و پ تا ح) میانبارهای سیال به دام افتاده از آن‌ها در طول مسیر تکامل سیال های گرمابی مسئول کانه‌زایی و دگرسانی. نقاط a و b در شکل پ همزیستی میانبارهای سیال چند فازی ابر شور و تک فاز بخار با چگالی، شوری، مواد فرار و مقدار فلز متفاوت را در زمان نخستین رخداد جوشش نشان می‌دهند و نقاط c و d در شکل ت مربوط به جدایش و همزیستی میانبارهای سیال چند فازی شور و تک فاز بخار در زمان دومین رخداد جوشش هستند.

با تداوم سرد شدن و تبلور ماگمای پیشین، دما به زیر ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد کاهش یافته و تغییر فشار از لیتواستاتیک به هیدرواستاتیک باعث تغییر رفتار سامانه از خمیری به شکننده می‌شود. با این تغییر رفتار، فشار ناگهان کاهش یافته و سیال ابر بحرانی باز سطح منحنی دو فاز بخار- مایع را قطع کرده و با دومین رخداد جوشش، کاهش در حلالیت فلزات، افزایش شکستگی‌ها و نفوذپذیری (مسیر ۳ در شکل‌های ۱۱ الف، ب و ت) در گستره دمایی ۴۲۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد، مرحله اصلی کانه‌زایی پورفیری با ته‌نشست پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت و اسفالریت با بافت رگه- رگچه‌ای متقاطع و پراکنده در مرز انتقالی دگرسانی پتاسیمی به فیلیک و دگرسانی فیلیک رخ داده است. از مهمترین ویژگی‌های بافتی در این مرحله می‌توان به بیماری کالکوپیریت اشاره کرد که نشان دهنده دمای حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد برای کانی‌سازی است. دومین عامل احتمالی برای ته‌نشینی فلزات تبدیل فزاینده SO_2 محلول در سیال ماگمایی- گرمابی به H_2S و H_2SO_4 است. در این واکنش، تولید سولفید هیدروژن باعث ته‌نشینی کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت، کالکوپیریت و مولیبدنیت می‌شود و تولید اسید سولفوریک باعث ته‌نشینی اولیه انیدریت در گستره دگرسانی پتاسیمی و تبدیل فلدسپار پایدار در این دگرسانی به سریسیت و کانی‌های رسی در دگرسانی فیلیک و آرژیلیک شده است [۳۲]. در نتیجه بخش عمده‌ای از کانه‌زایی سولفیدی در اواخر مرحله دگرسانی پتاسیمی و اوایل دگرسانی فیلیک رخ داده است (دگرسانی پتاسیمی- فیلیک در شکل ۱۱ ب).

ادامه صعود سیال ماگمایی- گرمابی در حال سرد شدن باعث گرم شدن آب‌های جوی پیرامون و چرخش آن‌ها در توده نفوذی و سنگ دیواره می‌شود (مسیر ۴ در شکل‌های ۱۱ الف، ب). بر اساس مدل انتقال سیال [۳۳، ۳۴]، آمیختگی سیال ماگمایی-گرمابی با آب‌های جوی ممکن است تا چندین کیلومتر دورتر از توده نفوذی رخ دهد و در طول مسیر تغییرات دما، فشار و شوری، تغییرات چشمگیری در ویژگی حلال ایجاد کند. در این مدل، میانبارهای سیال غنی از بخار (V±L) و میانبارهای سیال چند فازی (L+V+S) دارای خاستگاه ماگمایی هستند، در حالیکه میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع (L-V)، آمیزه‌ای از سیال های ماگمایی و جوی را به دام می‌اندازد (شکل‌های ۱۱ ث تا ح). بنابراین، نخستین سیال گرمابی مسئول حمل و رسوبگذاری مس، مولیبدن و آهن دارای خاستگاه ماگمایی بوده و با دمای بالا و شوری متوسط تا بالا مسئول جوشش دوره‌ای و توزیع گسترده میانبارهای (V±L) و (L+V+S) است. پراکندگی دمای همگن شدگی این سیال‌ها در گستره مورد بررسی (از ۵۰۰ تا ۳۰۰ درجه‌سانتی‌گراد در دگرسانی‌های پتاسیمی و فیلیک) نشان دهنده به دام افتادن ناهمگن و رخداد دوره‌ای جوشش در سیال مسئول دگرسانی پتاسیمی و کانه‌زایی مس در بخش‌های میانی توده‌های نفوذی و دگرسانی فیلیک در بخش‌های بالایی سامانه است. در ادامه، گسترش شکستگی‌های ناشی از غلبه فشار هیدرواستاتیک بر لیتواستاتیک و فعالیت‌های زمین‌ساختی در منطقه مسیرهایی را برای آمیختگی آب‌های سرد جوی و سیال‌های ماگمایی در دماهای متوسط تا پایین سامانه فراهم می‌نماید. سیال برآمده از این آمیختگی مسئول کانه‌زایی کالکوپیریت و پیریت و تشکیل دگرسانی‌های فیلیک انتقالی و آرژیلیک در بخش‌های بالایی و پیرامونی توده‌های نفوذی است. در اثر این آمیختگی، دمای همگن شدگی میانبارهای سیال در رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفیدی دگرسانی فیلیک از ۴۶۰ به ۲۷۱ درجه سانتی‌گراد و شوری از ۴۸٫۵ به ۳۴٫۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام کاهش می‌یابد. در دگرسانی آرژیلیک درونزاد نیز، مقادیر دمای همگن شدگی و شوری میانبارهای سیال به ترتیب از ۳۳۷ به ۱۹۰ درجه سانتی گراد و از ۱۴٫۹۸ به ۴٫۹۴ درصد وزنی معادل نمک طعام کاهش می‌یابد (شکل‌های ۱۱ الف، ب). چگالی سیال مسئول دگرسانی آرژیلیک درونزاد در اطراف رگه- رگچه‌های پیرامونی سامانه کمتر از ۱ گرم بر سانتی متر مکعب است (شکل ۹) که نشان دهنده رقیق شدگی توسط سیال جوی نفوذ کرده به سامانه است. از شواهد غلبه فشار ایستابی در تشکیل دگرسانی‌های فیلیک انتقالی و آرژیلیک می‌توان به گسترش و فراوانی کانه‌زایی رگه‌ای با مرز تند و منظم نسبت به کانه‌زایی پراکنده و رگچه‌ای و مشاهده درشت بلورهای کوارتز با طول بیش از ۵ سانتی متر اشاره کرد که نشان دهنده تشکیل شدن به صورت پرکننده فضاهای خالی در شرایط شکننده هستند [۳۵]. تکامل سیال‌های گرمابی مسئول دگرسانی و کانه‌زایی در گستره ییلاق قره‌چی نشان می‌دهد که بخش عمده کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای و پراکنده کوارتز- سولفیدی فلزات پایه در اثر رخداد جوشش دوره‌ای، جدایش فازی و کاهش حلالیت فلزات در سیال‌های ابر بحرانی با خاستگاه ماگمایی تشکیل شده است

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

که از این نظر درست مشابه بسیاری از سامانه‌های پورفیری در جهان است [۴].

برداشت

بر اساس نتایج بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و ریز دماسنجی میانبارهای سیال موجود در رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفیدی، تکامل گرمابی و شرایط فیزیکو-شیمیایی سیال‌های ماگمایی- گرمابی مسئول کانه‌زایی در نشانه معدنی ییلاق قره-چی بازسازی شد. در این نشانه، سیال ماگمایی تک فاز صعودی در دمای میانگین ۴۷۸ درجه سانتی‌گراد با نخستین رخداد جوشش به دو فاز غنی از بخار با شوری پایین و محلول غنی از نمک با شوری ۵۹/۷ درصد وزنی معادل نمک طعام تفکیک شده است. این رخداد با به دام افتادن و همزیستی میانبارهای سیال تک فاز بخار و میانبارهای چند فازی جامد با دمای همگن شدگی نزدیک به هم در فشار لیتواستاتیک ۵۰۰ بار و عمق حدودی ۲ کیلومتر مشخص می‌شود. نخستین جوشش در شرایط فشار لیتواستاتیک دگرسانی پتاسیمی، باعث ناپایداری کمپلکس کلریدی و ته‌نشینی سولفیدهای آهن و مس به صورت پراکنده و رگچه‌ای شده است. با کاهش تدریجی شوری و دمای سیال به زیر ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، فشار از لیتواستاتیک به هیدرواستاتیک تغییر کرده و باعث تغییر رفتار سامانه از خمیری به شکننده می‌شود. با این تغییر رفتار، فشار ناگهان کاهش یافته و با دومین رخداد جوشش و کمی آمیختگی با آب‌های زیرزمینی با خاستگاه جوی در گستره دمایی ۴۲۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد، مرحله اصلی کانه‌زایی پورفیری با ته‌نشست پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت و اسفالریت با بافت رگه- رگچه‌ای متقاطع و پراکنده در مرز انتقالی دگرسانی پتاسیمی به فیلیک و دگرسانی فیلیک با فشار ایستابی ۱۲۵ تا ۲۵۰ بار و عمق معادل ۱/۲۵ تا ۲/۵ کیلومتر رخ داده است. دگرسانی آرژیلیک درونزاد نیز در گستره دمایی ۱۹۰ تا ۳۳۷ درجه سانتی گراد از سیالی با شوری ۴/۹۴ تا ۱۴/۹۸ درصد وزنی معادل نمک طعام در فشار ایستابی ۱۰۰ بار و عمق حدود ۱ کیلومتر تشکیل شده است. چگالی سیال های مسئول کانه‌زایی و دگرسانی آرژیلیک درونزاد کمتر از ۰/۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب بوده که در مقایسه با مقادیر بیش از ۰/۹ گرم بر سانتی متر مکعب برای دگرسانی‌های پتاسیمی و فیلیک، نشان دهنده آمیختگی آن‌ها با آب‌های جوی و رقیق شدن سیال های مسئول این دگرسانی است.

منطقه‌بندی دگرسانی، کانه‌زایی و میانبارهای سیال در گستره مورد بررسی به صورت همراهی میانبارهای سیال غنی از فاز بخار با میانبارهای چند فازی با شوری بین ۸/۳۱ تا ۷/۵۹ درصد وزنی معادل نمک طعام در رگه- رگچه‌های کوارتز-سولفیدی حاوی کانه‌زایی مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت و اسفالریت در دگرسانی پتاسیک و بازنهشت آن با دگرسانی فیلیک دیده می شوند.

این منطقه بندی با همراهی میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع با میانبارهای غنی از فاز بخار و چند فازی حاوی هالیت با شوری۱۷/۳۴ تا ۵/۴۸ درصد وزنی معادل نمک طعام در دگرسانی فیلیک انتقالی با کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای کوارتز، کلسیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن ادامه می یابد. در نهایت، فراوانی میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع با شوری ۹۴/۴ تا ۹۸/۱۴ درصد وزنی معادل نمک طعام در رگه-رگچه‌ای کوارتز- سولفیدی موجود در دگرسانی آرژیلیک درونزاد، نشان دهنده این است که نشانه معدنی ییلاق‌قره‌چی دارای بیشترین شباهت با ذخایر مس پورفیری و رگه‌های چند فلزی پیرامون وابسته به آن می‌باشد.

قدردانی

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده‌اند که به این وسیله تشکر خود را از مسئولین اعلام می‌دارند. نگارندگان همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Arndt N., Ganino C., *"Metals and Society: An Introduction to Economic Geology"*, Springer (2012) 160.

[2] Roedder E., "Fluid inclusions", Reviews in Mineralogy 12 (1984) 646.

[3] Kouzmanov K., Pokrovski G.S., *"Hydrothermal Controls on Metal Distribution in Porphyry Cu (-Mo-Au) Systems"*, Society of Economic Geologists, Special Publication 16 (2012) 573–618.

[4] Richards J.P., *"Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins"*, Ore Geology Reviews 40 (2011) 1–26.

[5] Wilkinson J.J., *"Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits"*, Lithos 55 (2001) 229–272.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

[15] Hassanpour S., Sohrabi G., *"Major-trace elements geochemical characterization, geochronology and radiogenic isotopes of Eocene magmatic rocks in Anique, Qaradagh pluton, NW Iran"*, Periodico di Mineralogia 87 (2018) 173–191.

[16] Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., *"Post-Collisional Polycyclic Plutonism from the Zagros Hinterland: The Shaivar Dagh Plutonic Complex, Alborz Belt, Iran"*, Geological Magazine, 148 (2011) 980–1008.

[17] Shiwei W., Taofa Z., Feng Y., Yu F., Noel C. W., Fengjie L., *"Geological and geochemical studies of the Shujiadian porphyry Cu deposit, Anhui Province, Eastern China: Implications for ore genesis"*, Journal of Asian Earth Sciences 103 (2015) 252–275.

[18] Whitney, D.L. and Evans, B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist, 95 (2010) 185–187.

[19] Govindarao B., Pruseth K.L., Mishra B., *"Sulfide partial melting and chalcopyrite disease: An experimental study"*, American Mineralogist 103 (2018) 1200–1207.

[20] Edwards A.B., *"Textures of the ore minerals and their significance"*, 2nd ed, Melbourne: Australian Inst. Mning Metallurgys (1965) 242.

[21] Shepherd T. J., Rankin A. H., Alderton D. H. M., *"A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies"*, Blackie and Son, Glasgow (1985) 239.

[22] Rusk B.G., Reed M.H., Dille J.H., *"Fluid inclusion evidence for magmatic–hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper–molybdenum deposit at Butte, Montana"*, Economic Geology 103 (2008) 307–333.

[23] Henley R.W., McNabb A., *"Magmatic vapor plumes and groundwater interaction in porphyry copper emplacement"*, Economic Geology 73 (1978) 1–20.

[24] Morales S.R., Both R.A., Golding S.D., *"A fluid inclusion and stable isotope study of the Moonta copper–gold deposits, South Australia: evidence for fluid immiscibility in a magmatic hydrothermal system"*, Geology 192 (2002) 211–226.

[6] Khaleghi, F., Karimzadeh, Z., *"Occurrence, Mineral chemistry and origin of Dumortierite in Ali Javad Porphyry Cu-Au Deposit, Sheivar Dagh Alteration System, NW Iran"*, Periodico di Mineralogia 88 (2019) 131-145.

[7] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran; a review"*, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968) 1229–1258.

[8] Nabavi M.H., *"An Introduction to Geology of Iran"*, Geological Survey of Iran publication, Tehran, Iran (1976) 1–110.

[9] Nezafati N., *"Au-Sn-W-Cu-mineralization in the Astaneh-sarband Area, West Central Iran Including a Comparison of the Ores with Ancient Bronze Artifacts from Western Asia"*, PhD. Eberhard-Karls-Universitat Tübingen (2006) 116.

[10] Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh Z., Zhou L.,*"Temporal-Spatial Distribution and Tectonic Setting of Porphyry Copper Deposits in Iran: Constraints from Zircon U-Pb and Molybdenite Re-Os Geochronology"*, Ore Geology Reviews 70 (2015) 385–406.

[11] Mehr Asl (Manufactring Corporation)., *"Geologic studies and drillings at Yeylaghe Gharachi"*, Unpublished (2015) 110 (in Persian).

[12] Simmonds V., Moazzen M., Mathur R., *"Constraining the timing of porphyry mineralization in northwest Iran in relation to Lesser Caucasus and Central Iran; Re–Os age data for Sungun porphyry Cu–Mo deposit"*, International Geology Review 59 (2017) 1561–1574.

[13] Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., *"Late Eocene-Oligocene Post-Collisional Monzonitic Intrusions from the Alborz Magmatic Belt, NW Iran. An Example of Monzonite Magma Generation from a Metasomatized Mantle Source"*, Lithos 180-181 (2013)109–127.

[14] Aghazadeh M., *"Petrology and Geochemistry of Anzan, Khankandi and Shaivar Dagh granitoids (North and East of Ahar, Eastern Azerbaijan) with References to Associated Mineralization"*, Unpublished Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, (2009).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]

Butte, Montana, and Climax, Colorado", Economic Geology 66 (1971) 98–120.

[32] Reeves E.P., Seewald J.S., Saccocia P., Walsh E., Bach W., Craddock P.R., Shanks W.C., Sylva S.P., Pichler, T., Rosner M., *"Geochemistry of hydrothermal fluids from the PACMANUS, Northeast Pual and Vienna Woods hydrothermal fields, Manus Basin, Papua New Guinea",* Geochimica et Cosmochimica Acta 75 (2010) 1088–1123.

[33] Norton, D.L., *"Sourcelines, sourceregions, and path lines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons"*, Economic Geology 73 (1978) 21–28.

[34] Norton D.L., *"Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments, southeastern Arizona. In: Titley, S. R., ed., Advances in Geology of Porphyry Copper Deposits"*, Southwestern North America: Tucson, AZ, United States, University Arizona Press (1982) 59–72.

[35] Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds J., *"Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines"*, Economic Geology 93 (1998) 373–404.

[25] Ulrich T., Günther D., Heinrich C.A., *"Evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions, Bajo de la Alumbrera, Argentina"*, Economic Geology, 96 (2001) 1743–1774.

[26] Nash T.J., *"Fluid inclusion petrology data from porphyry copper deposits and applications to exploration"*, U.S. Geological Survey Professional (1976) 907–923.

[27] Bodnar, R.J., Burnham, C.W., and Sterner, S.M., *"Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H_2O-NaCl to 1000°C and 1500 bars",* Geochimica et Cosmochimica Acta 49 (1985) 1861–1873.

[28] Sourirajan, S., and Kennedy, G.C., *"The system H_2O-NaCl at elevated temperatures and pressures",* American Journal of Science, 260 (1962) 115–141.

[29] Fournier, R.O., *"Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment"*, Economic Geology, 94 (1999) 1193–1211.

[30] Pirajno F., *"Hydrothermal processes and mineral system",* Springer Science, New York (2009) 1273 p.

[31] Roedder E.,*"Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah,*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.9.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.129]